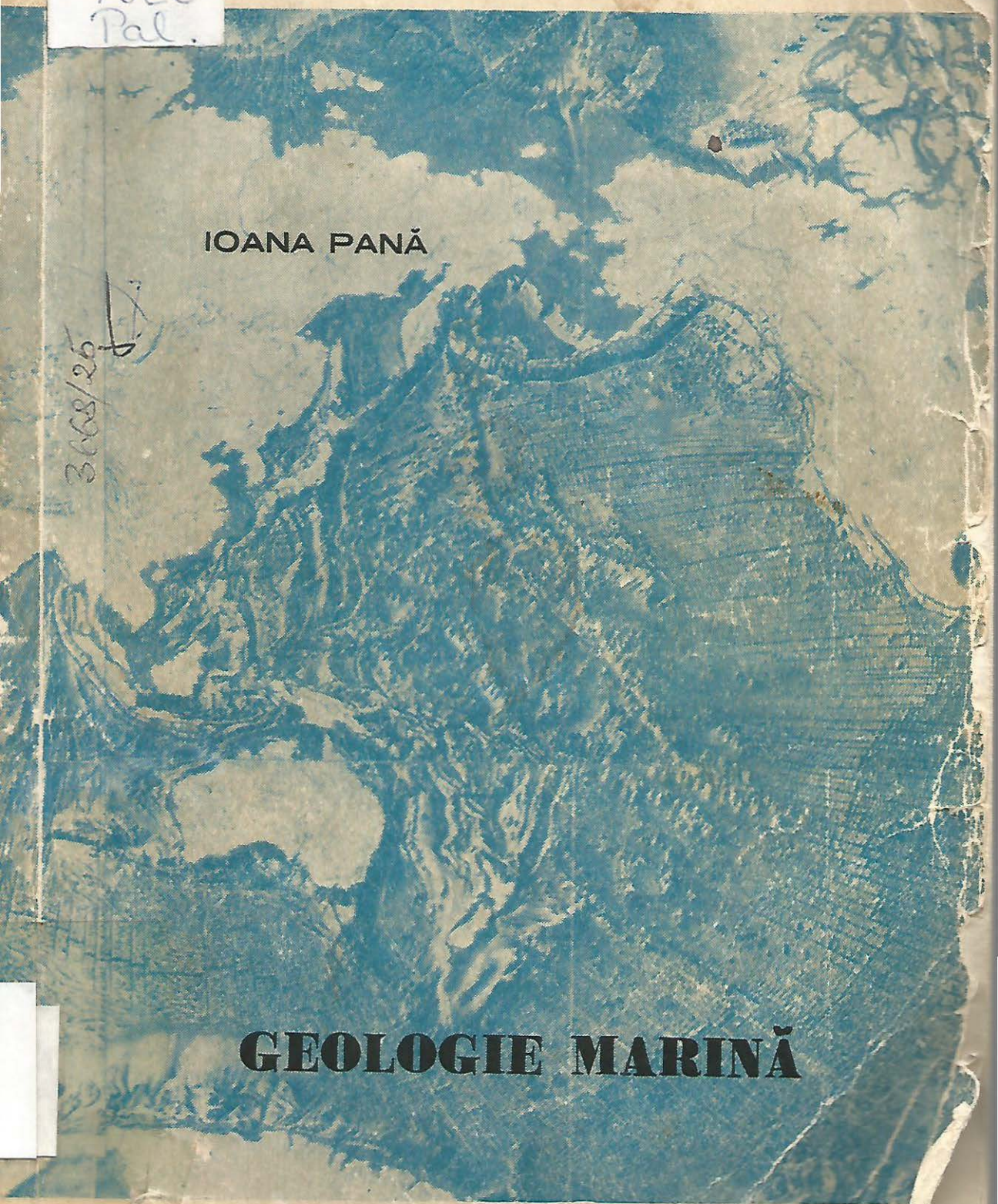
4320
Pal.

UNIVERSITATEA DIN BUCUREŞTI
FACULTATEA DE BIOLOGIE, GEOGRAFIE ŞI GEOLOGIE



IOANA PANĂ

3668/25

GEOLOGIE MARINĂ

BUCUREŞTI 1987

4320

UNIVERSITATEA DIN BUCUREȘTI
FACULTATEA DE BIOLOGIE, GEOGRAFIE ȘI GEOLOGIE

Conf. Dr. IOANA PANĂ

GEOLOGIE MARINĂ

3668/25

22.06.

(!)

BUCUREȘTI 1987

BIBLIOTECA ... de GEOLOGIE-GEOGRAFIE BUCUREȘTI

CUVÎNT ÎNAINTE

Introducerea în planul de învățămînt a cursului de Geologoie marină, reprezintă răspunsul învățămîntului la problemele prioritare ale producției și cercetării. Școlii îi revine sarcina de a pregăti cadrele capabile să rezolve problemele din ce în ce mai mari ale economiei. Cunoștințele despre domeniul marin completează astfel pregătirea multilaterală a viitorilor ingineri geologi.

Complexitatea mediului marin, în care factorii fizici, chimici, biologici, sedimentarea și tectonica formează un tot unitar, face dificilă, dacă nu chiar imposibilă, prezentarea în această formă rezumativă a cursului, atît a particularităților acestor factori cît și a conexiunilor dintre ei.

În încercarea de a cuprinde cît mai multe din fenomenele și structurile specifice mediului marin, am repartizat noțiunile tratate în 14 capitole, grupate în 6 părți. Succesiunea și extinderea capitolelor urmăresc cunoașterea masei de apă, a substratului (cu pătura de sedimente recente și fundamentul consolidat), recunoașerea fenomenelor geologice care au influențat sedimentarea în trecut, precum și sedimentele specifice fiecărei unități morfostructurale ale zonelor oceanice în general și în particular al Mării Negre.

În prima parte (Masa de apă) au fost grupate procesele fizico-chimice, biologice și sedimentologice generale.

Într-un capitol special (Partea II-a) sînt prezentate principalele evenimente din perioada cuaternară, petrecute în domeniile marine. Am considerat necesar acest capitol întrucît primele depozite, mai mult sau mai puțin diagenizate, situate sub pătura de sedimente actuale, sînt depozitele cuaternare. Prin conținutul litologic și paleontologic ele permit atît recunoașterea efectelor fenomenelor actuale, cît și explicarea proceselor vechi de evoluție a vieții și a sedimentării — permit deci descifrarea cauzalității și a interdependenței dintre fenomenele descrise separat în prima parte a cursului.

Sînt tratate apoi sumar (Partea a III-a) unitățile morfostructurale submerse : zonele de țărm, platformele, pantele și fundurile oceanice — cu fenomenele fizico-chimec, biologice și sedimentologice, precum și cele tectonice specifice fiecărei unități.

După descifrarea acestor procese generale ale mediului marin și a celor particulare ale unităților morfostructurale, este descrisă sumar Marea Neagră (Partea a IV-a) cu condițiile ei hidrodinamice care influențează direct viața și sedimentarea din această mare. Structura compli-

cată a fundamentului ridică încă multe probleme referitoare la originea și evoluția Mării Negre. Această imagine de ansamblu este particularizată pentru țărmul și platforma românească a Mării Negre.

Am considerat necesară o prezentare foarte sintetică a substanțelor minerale utile (Partea a V-a) care se găsesc sub pătura de apă sau dizolvate în apă, substanțe minerale care prin bogăția lor justifică investițiile foarte mari ce se fac pentru cercetarea mediului marin.

Întrucît procedeele și aparatura folosită pentru investigarea mediului marin diferă după unitatea morfostructurală și scopul cercetării, ele alcătuesc subiectul capitolului final (Partea a VI-a).

Tratarea schematică a problemelor lasă cîmp liber atît curiozității tinerilor în curs de formare, cît și criticilor colegilor de profesie. De aceea, orice sugestie în legătură cu structura, conținutul și modul de tratare a problemelor expuse în cursul de Geologie marină vor fi primite de autoare ca un gest colegial, ca o dorință colectivă de a impune această nouă disciplină din învățămîntul geologic.

Conf. dr. IONA PANA

INTRODUCERE

Cunoașterea compoziției, structurii și istoriei scoarței terestre accesibilă observației pe uscat, a ușurat interpretarea datelor disperse, culese direct sau pri metode fizice de pe fundurile mărilor și oceanelor. Totodată, situațiile noi, uneori paradoxale, întîlnite în special pe fundurile oceanelor, au condus la reinterpretarea unora din fenomenele geologice, pentru care generalizările, adeseori cu caracter de lege, se făceau numai pe baza cunoașter.i situațiilor de pe uscat.

Privit din satelit Pămîntul apare ca o „planetă albastră" din cauza păturei de apă care acoperă 71 % din suprafața lui (370.800.000 km^2), volumul apei fiind de 1,380.000.000 km^3. Greutatea totală a elementelor dizolvate în apa mărilor și oceanelor este de 5.10^{16} tone, ceea ce corespunde cu o compoziție chimică în care apa reprezintă 96,5%, iar elementele dizolvate 3,5 %. La acestea se adaugă numeroasele substanțe minerale utile stocate în sedimentele și rocele submerse.

Necesitatea de materii prime, mai multe și mai variate, care să asigure progresul tehnic și creșterea nivelului de trai al tuturor popoarelor, a făcut ca interesul pentru domeniul marin să sporească continuu. Între rata medie de creștere a populației (1,8%) și rata medie de consum a substanțelor minerale utile (5%) există o corelare directă. Calculele arată că în anul 2000 populația globului va fi de 7 miliarde, iar în anul 2050 de 14 miliarde. Păstrîndu-se rata actuală de consum a materiilor prime apare evidentă criza de substanțe minerale utile. La acestea se adaugă dezechilibrele de repartiție actuală a substanțelor minerale utile. Astfel 20% din populația globului deține 75% din materiile prime exploatate ; alte 20% din populația globului deține 18—19% și marea masă a populației globului (60%) deține 6—7%. Exploatarea judicioasă a resurselor marine ar putea rezolva unele din dezechilibrele economice ale omenirii.

Interesul statelor dezvoltate pentru valorificarea substanțelor utile din mări și oceane, a crescut în special după ultimul război mondial. Cercetarea oceanelor, a necesitat nu numai cheltuieli imense dar și reglementări juridice pentru folosirea resurselor acestora.

Limita jurisdicției statelor riverane, stabilită la început la 3 leghe [1] depărtare de țărm, apoi la 12 leghe incluzînd și insulele existente în apropierea țărmului, reprezintă prima reglementare din domeniul marin.

[1] O leghe marină = trei mile marine = 5556 m.
O milă marină (Mm) = 1852 m.

În 1953 în U.S.A. apare legea pentru exploatarea resurselor submarine din zona platformei continentale (Public low 212 outher continental shelf lands) care stabilea ca deschiderea zăcămintelor miniere submarine să se facă numai prin departamentul federal de geologie și geofizică — la 30 de zile de la publicarea perimetrului. În 1958, prin a IV-a Convenție de la Geneva, se recunoaște suveranitatea națională a statelor asupra platformelor continentale, precizîndu-se că platformele continentale se extind numai pînă la 200 m adîncime.

Paralele cu reglementările legale asupra resurselor marine apare evidentă necesitatea reunirii forțelor de investigare a domeniului marin.

În 1965, președintele Jonson a creat ESSA (Environmetal Science Service Administration) ale cărei sarcini principale erau cercetarea sistematică a mărilor și atmosferei, precizarea dimensiunilor și configurației pămîntului, exploatarea resurselor oceanice. Odată cu creditele enorme avizate, Casa Albă a formulat și cîteva directive : „spațiul marin, cu enormele lui bogății, trebuie să reprezinte o cooperare internațonală în beneficiul întregii umanități. Oceanografia geologică trebuie privită ca o știință pentru folosirea colectivă a mării în toate scopurile : exploatări miniere, comerț, industrie, scopuri strategice". În cursul celei de a XXII sesiuni a Adunării Generale a Organizației Națiunilor Unite, (1967) aflată sub președinție română, ambasadorul Maltei a cerut ca fundurile oceanice să fie declarate patrimoniu comun al umnaității. Se enunța pentru prima dată principiul călăuzitor al statutului mărilor și oceanelor. Controlul și gestiunea trebuie să revină unui comitet pentru folosirea pașnică a fundurilor mărilor și oceanelor, care sînt în afara jurisdicției naționale, 4 ani mai tîrziu se constituie acest comitet din care, încă de la înființarea lui, face parte și România.

În această atmosferă de căutări și reglementări ale folosirii resurselor mărilor și oceanelor, se reiau studiile marine la noi în țară, studii întrerupte în timpul războiului. Scopul urmărit era cunoașterea amănunțită a reliefului, sedimentelor și resurnelor zonelor litorale și ale șelfului continental. Ele se efectuau în cadrul mai multor întreprinderi geologice în colaborare cu Institutul de Biooceanografie înființat de Gr. Antipa în 1932 — și respectînd jurisdicția internațională în vigoare.

Cercetări sistematice geologice și geofizice executate fie de Ministerul Petrolului, fie de Întreprinderea de Prospecțiuni geologice și geofizice, fie de Institutul Geologic, au început să contureze rezerve noi, promițătoare în deltă (nisipuri cuarțifere) și în zona litorală sau platforma continentală (anomalii radiometrice, care trădau prezența unor nisipuri cu minerale grele).

Crearea Institutului Român de Cercetări Marine (I.R.C.M.) în 1970 a încercat să răspundă exigențelor noi economice și științifice, intensificînd și diversificînd cercetarea geologică marină astfel încît la Congresul al XII-lea al Partidului Comunist Română s-a putut anunța găsirea petrolului în Marea Neagră.

Dar adevărata dimensiune marină a economiei românești s-a conturat abia în ultimii ani, cînd sub îndrumarea Secretarului general al Partidului Comunist Român, tovarășul Nicolae Ceaușescu, au început marile

proiecte de prospectare și exploatare a deltei, litoralului și platformei continentale ale Mării Negre.

Pe plan internațional se intensificau reuniunile dintre țările riverane ; ele au condus la încheierea de convenții între țările riverane (ex. în 1971 apare tratatul de scoatere de sub influența cursei înarmărilor nucleare a spațiilor din sfera jurisdicției naționale). Apar noi reuniuni naționale (ex. CNEXO = Centre national pour l'exploatation des océans), apar formulări noi ca cea făcută de Claude Riffaud asupra dreptului mării : „dreptul asupra mării trebuie să aibă un caracter internațional, cu vederi colective, cu posibilități de redistribuire a spațiilor exploatabile".

Reglementări noi apar necesare pe măsura diversificării metodelor și aparaturii de explorare, exploatare și valorificare a resurselor marine.

Jurisdicția economică și politică nu a împiedicat marile puteri să investească sume imense în construirea de vase special amenajate pentru cercetări sau exploatări marine. Chellenger, Discovery (Anglia) Academician Vernadski, Viteaz, Cernomoret (U.R.S.S.) Snellius (Olanda), Atlantis, Deep Sea Venture's (U.S.A.), Jean Charcot, Noroit (Franța), Meteor (Germania) sînt dintre cele mai cunoscute vase de cercetări marine. Rezultatele nu au întîrziat să se arate. După primele estimări referitoare la rezervele de noduli polimetalici din zona centrală a Oceanului Pacific (800 milioane tone), vasele de explorare prevăzute cu televiziune ale societății Deep Sea Venture's au modificat valoarea la 400.000 milioane tone. În paralel s-au încercat peste 100 procedee tehnologice-hidrometalurgice de separare a metalelor. Este prima societate care a realizat vase cu instalații industriale în care se produc metale cu puritate de 98—99% (cupru, nichel, cobalt, mangan) extrase din nodulii de pe fundul mărilor și oceanelor. Eficiența economică este și ea probată ; investițiile de 200.000 milioane dolari au fost în întregime recuperate, cu un beneficiu de 30%, în afara impozitelor și taxelor.

Dar domeniul submarin s-a arătat a fi plin de dificultăți atît în investigarea fundului bazinului, cît și a masei de apă. Probleme dificile apar și pentru platformele continentale, și pentru zonele profunde, exploatarea lor find dependentă de dezvoltarea tehnicii (electronică, tehnologia mijloacelor de investigare, geofizică aplicată, reperări pe fundurile submarine, batiscafe, farfurii submarine, costume și aparatură pentru scufundători). Numărul insuficient de cercetători și scafandri, reprezintă o altă dificultate a cercetării și valorificării domeniului marin. Pentru a nu se vulgariza, geologia marină are nevoie de eforturi bugetare excepționale din partea țărilor riverane. O asemenea știință nu se poate sprijini numai pe entuziasmul exprimat cîndva de Hudson : "where there is a will, there is a way".

La rezultatele promițătoare economice obținute pînă în prezent, se adaugă rezultatele științifice spectaculoase.

Datele oferite de cercetarea geologică marină din ultimele decenii au condus la reinterpretarea unora din cele mai importante fenomene geogeologice

Explicarea originei hidrosferei, ca de altfel și a atmosferei, este legată de una din aceste teorii noi ; venirea către suprafață a magmelor duce

la degajarea de vapori și gaze care provoacă degazeificarea progresivă a mantalei superioare.

Natura bazaltică a fundurilor oceanelor a atras atenția asupra vulcanismului submarin din axa dorsalelor medio oceanice, care, treptat, prin adăogiri de noi veniri de magmă se îndepărtează de ax, pentru ca în final, crusta oceanică nou formată să împingă și să se subducă în lungul foselor. Acest model de reînnoire a zonelor mai vechi ale fundului oceanic (Sea floor spreading) a condus la modelul global de interpretare a evoluției scoarței terestre — tectonica globală = tectonica plăcilor. În cadrul unui astfel de model sînt tratate sintetic în cursul de Geologie marină, structura profundă, cuvertura sedimentară și morfologia submersă.

Am considerat oceanul ca o nouă sursă de substanțe minerale utile și de hrană și în consecință necesitatea ca acest domeniu să fie mai bine cunoscut atît ca origine și evoluție, cît și sub aspectul fenomenelor geologice actuale, care modelează și condiționează scoarța terestră.

Lucrarea de față încearcă, pentru prima dată în țara noastră, o sinteză a cunoștințelor actuale despre geologia mărilor și oceanelor — sinteză utilă tuturor celor ce se pregătesc pentru profesia de geolog. Ea poate crea numai o imagine de ansamblu asupra complexității problemelor domeniului marin, detalierile putînd fi urmărite în lucrările de specialitate.

Utilitatea ei, astăzi, cînd în întreaga lume cercetările marine ocupă un loc la fel de important ca și cercetarea spațială, nu mai necesită o justificare suplimentară.

În efortul general de făurire a cadrelor noi din geologie, capabile să rezolve problemele legate de asigurarea materiilor prime necesare dezvoltării economice a țării noastre, cursul de geologie marină reprezintă încercarea autoarei de a-și aduce modesta ei contribuție.

PARTEA I-a

MASA DE APĂ

În studiul mării, cercetările se diferențiază în două mari domenii : masa de apă și substratul. Caracteristicile masei de apă prezintă variații regionale în raport cu adîncimea, cu latitudinea, cît și variații locale cauzate de valoarea factorilor fizici, chimici, biochimici, precum și de condițiile hidrodinamice.

2. FACTORII FIZICI ȘI INFLUENȚA LOR ASUPRA VIEȚII, DINAMICII APELOR ȘI A SEDIMENTELOR

Proveniența diferită a apelor care intră în bilanțul mărilor și oceanelor ca și modificările chimice și biochimice care intervin în timp, sînt direct corelabile cu proprietățile fizice ale apelor. Dintre acestea densitatea, presiunea hidrostatică, vîscozitatea și temperatura controlează dinamica apelor, transportul și depunerea sedimentelor, dezvoltarea vieții.

2.1. **Densitatea apei de mare,** reprezintă raportul dintre greutatea unui volum de apă marină la 0°C și același volum de apă distilată la 4°C și 760 mm presiune.

$$D = \frac{1\ dm^3 \text{ apă marină la } 0°C}{1\ dm^3 \text{ apă distilată la } 4°C} = \frac{1{,}02812}{1{,}00000}$$

Se măsoară cu densimetre speciale prevăzute cu flotor și care se afundă în apă pînă la o anumită adîncime care depinde de puterea de împingere a apei, deci de densitatea apei.

Densitatea apei marine este foarte ușor influențată de temperatură, presiune și salinitate ; astfel dacă apa marină normală la temperatura de îngheț (—1,91°C) are densitatea 1,02822, la 10°C densitatea este mai scăzută (1,0257 gr/cm). Reiese că raportul dintre temperatură și densitate este invers proporțional. Densitatea scade cu creșterea temperaturii. Dacă intervine evaporația densitatea crește. La aceasta se adaugă influența salinității dependentă și ea de temperatură (Tabel 2.1.). Densitatea maximă a apei marine ușor desalinizate (24,7 ‰) este atinsă la temperatura de —1,33‰ și este egală cu temperatura de îngheț ; se admite că salinitatea de 24,7 ‰ este valoarea limită între apele marine ($S > 24{,}7‰$) și ape salmastre ($S < 24{,}7‰$).

Tabel 2.1.

Variația temperaturii la care este atinsă densitatea maximă, temperatura de îngheț, densitatea maximă și densitatea apei la îngheț, în funcție de salinitate.

Salinitate ‰	Temperatura la care este atinsă desitatea maximă °C	Temperatura de îngheț °C	Densitatea maximă gr/cm³	Densitatea de îngheț gr/cm³
0	3,95	0,00	1,00000	0,99987
5	2,93	0,27	1,00415	1,00396
10	1,86	—0,53	1,00813	1,00800
15	0,77	—0,80	1,01213	1,01203
20	—0,31	—1,07	1,01607	1,01606
24	—1,33	—1,33	1,019852	1,019852
25	—1,40	—1,35	1,02010	1,02010
30	—2,47	—1,63	1,02415	1,02415
35	—3,52	—1,91	1,02822	1,02821
40	—4,54	—2,20	1,03232	1,03227

Densitatea maximă a apei marine cu salinitate normală (S = 35‰) ar putea fi obținută la —3,52°C, dar practic ea nu poate fi atinsă deoarece apa marină îngheață la —2°C la suprafață, iar apele de pe fundul oceanic au temperaturi care oscilează între ± 2°C.

Două bazine legate între ele, avînd ape de densități diferite, vor avea nivele diferite și anume apele cu densitate mai mică vor avea nivelul mai crescut. Aceasta explică scurgerea actuală a apelor dintr-un bazin în altul ca de exemplu pătrunderea apelor atlantice în Marea Mediterană, scurgerea apelor Mării Negre în Mediterana etc. Se pot interpreta astfel și unele fenomene geologice cum ar fi prezența faunei ponțiene de tip Paratethyps în faciesurile litorale sincrone ale domeniului tethysian ca cele de la Salonic, Sicilia, Barcelona descrise de S. Gillet, M. P. Stevonovic, G. Taner, faunele respective fiind aduse de apele desalinizate (cu dersitate mai mică) ale Paratethysului care se scurgeau prin șanțul transegeean în Mediterana și își păstrau individualitatea fără a se amesteca cu apele Mediteranei.

Influența temperaturii asupra densității apei marine, face ca variații mari ale densității să se înregistreze și în funcție de latitudine ; la ecuator, densieatea este mai mică (1,023), nivelul apei este mai ridicat cu 2 m ceea ce duce la formarea curenților de suprafață, apele curgînd de la ecuator spre poli ; în zonele arctice densitatea este mai mare (1,027—1,028), apele coboală spre zonele profunde, aici fiind zona de origine a curenților de profunzime (curenți de densitate).

2.2. **Presiunea hidrostatică,** este dependentă de adîncime și de den sitatea apei marine. Raportul dintre presiunea hidrostatică și densitate este direct proporțional. Presiunea hidrostatică, crește cu un decibar la 1 m adîncime. Dăm mai jos principalele valori de presiune în funcție de adîncime și densitate (tabel 2.2).

Particulele cu densitate mai mare de 1,05 învingînd densitatea și presiunea hidrostatică a apei sînt singurele care pot ajunge pe fundurile adînci ale oceanelor. Aceasta explică numărul redus al particulelor detri-

Tabel 2.2.

Corelația dintre presiune și densitatea în funcție de adîncime.

Presiunea kgf/cm^2	Adîncimea m	Densitatea gr/cm^3
1	0	1,0281
10	100	1,0286
100	1000	1,0326
500	5000	1,0511
1000	10000	1,0776

tice și abundența mineralelor autigene pe fundurile oceanice. Un mare număr de particule detritice rămîn în suspensie.

Presiunea hidrostatică este însoțită de o creștere a densității apei și, respectiv de micșorarea volumului de apă marină, de compresibilitate. Dacă ar dispare presiunea hidrostatică, nivelul actual al oceanelor ar crește cu aproximativ 50 m inundînd cca 5 milioane de km^2.

2.3. **Vîscozitatea,** sau rezistența la curgere a apei marine, crește odată cu scăderea temperaturii și cu creșterea salinității. Creșterea vîscozității, poate lua aspect turbionar, se poate urmări pe verticală sau pe orizontală. În condiții de scădere a temperaturii și creștere a salinității, vîscozitatea apei marine poate avea valori de zeci sau de sute de ori mai mare decît vîscozitatea normală. Pe verticală, curentul tubionar îmbracă adesea aspect ascendent, scoțînd la suprafață elemente minerale sau biogene substanțe nutritive (fosfați, azotați) care determină erupții în dezvoltarea planctonului vegetal (productivitatea primară). Fenomenul este cunoscut sub numele de upwelling. Paralel cu el are loc un turbion descendent (cascading) în care apa cu vîscozitate mai mare ca cea normală coboară către fundurile marine, aducînd încărcătura de oxigen care va provoca dezvoltarea exuberantă a organismelor bentonice. Adeseori apar modificări morfologice ale organismelor adaptate la ape cu vîscozitate mai mare.

Pături de apă marină cu vîscozitate ridicată, se pot intercala la anumite adîncimi, reprezentînd o piedică în circulația apei pe verticală, veritabile bariere de vîscozitate (= faux fond). Urmarea directă este apariția zonelor neaerate, îmbogățite în H_2S (mediu euxinic).

Vîscozitatea are rol important în dinamica apelor, influențînd puterea de transport a apelor și momentul de depunere a particulelor.

2.4. **Termica apelor marine.** Factorul temperatură, influențează atît mineralogeneza cît și dezvoltarea vieții din mediul marin. Hidrosfera funcționează ca un imens acumulator de căldură, sursele de încălzire fiind : radiațiile solare-cosmice ($1,6 \times 10^2$ calorii), căldura scoarței terestre (inclusiv vulcanismul submarin), energia cinetică (valuri, maree, curenți) transformată în căldură, precum și procesele chimice exogene.

Temperaturile ridicate ale mediului marin, accelerează reacțiile chimice (ridicarea temperaturii cu 10°C accelerează de 2—2,5 ori reacțiile chimice), precum și descompunerea materiei organice (cu formare de gaze, foarte importante în litogeneză). La temperaturi ridicate, ionii și atomii se pot înlocui ușor între ei în rețelele cristaline. Consecința directă este apariția seriilor izomorfe de tipul NaCl≷KCl, a proceselor de alterare reprezentate adeseori prin cruste de alterare. Cochiliile calcaroase din zonele cu temperaturi ridicate, au un procent mai mare de magneziu.

Temperaturile scăzute frînează reacțiile chimice, zonele respective fiind lipsite de fenomene sau cruste de alterare, păstrînd adeseori caracterul lor primar.

Din numeroasele reacții chimice care au loc în mediul marin să urmărim, demonstrativ, unele relații dintre solubilitate și temperatură. O primă observație este că depunerea diverselor elemente dizolvate în apa marină se face în condiții diferite de temperatură. Cantitatea de substanță anhidră care se dizolvă în apă este direct proporțională cu temperatura ape. Sulfatul de sodiu (Na_2SO_4), prezent în mediul marin în proporție de minimum 10%, poate precipita, în condiții normale de temperatură (10—32°C), avînd 10 molecule de apă în rețeaua sa cristalografică. La temperaturi mai mari de 32°C, se va depune Na_2SO_4 anhidru. Pe o curbă de solubilitate punctul de 32°C reprezintă punctul de solubilitate maximă, apărînd ca o discontinuitate ce delimitează sulfatul hidratat (stînga) de cel anhidru (dreapta). Același lucru se poate urmări și la sulfatul de fier sau de cupru. Ceea ce diferă este punctul de solubilitate maximă. La $FeSO_4H_2O$ punctul critic este la 60°C, apa intrată în rețea pînă la punctul de solubilitate maximă este de 7 molecule H_2O : forma stabilă a sulfatului de fier, cuprinde totdeauna o moleculă de apă ($FeSO_4H_2O$). Clorura de Ca în mediul marin, formează mai mulți hidrați, în funcție de treapta termică. Precipitarea clorurii de Ca începe atunci cînd procentul de substanță anhidră dizolvată în apa marină depășește 60% ; pînă la temperaturi de 30°C, în rețeaua cristalină sînt reținute 6 molecule de apă ($CaCl_2 + 6\ H_2O$) ; între 30 și 45°C în rețeaua cristalină sînt păstrate 4 molecule de apă, iar deasupra acestei trepte termice $CaCl_2$ păstrează încă două molecule de apă (fig. 2.1.). Dacă temperaturile pînă la 32°C pot fi atinse normal în bazinele marine din zonele ecuatoriale sau tropicale, în schimb temperaturi de pînă la 50°C se realizează numai în zonele cu flux termic anormal, dînd naștere păturilor de ape fierbinți

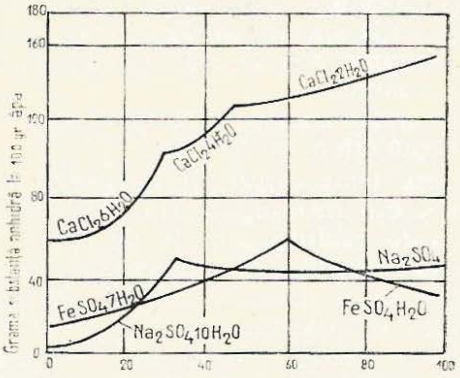


Fig. 2.1. Curbele de solubilitate ale clorurii de calciu, sulfatului de sodiu și a sulfatului feros, în funcție de temperatură. După C. D. Nenițescu, 1972.

și foarte bogate în săruri minerale (hot brines-uri), iar temperaturi de peste 50°C pot fi realizate numai în zonele adiacente vulcanilor submarini activi.

Apa înmagazinează greu căldura și o cedează lent influențînd climatul de pe continent și dinamica maselor de aer.

Pierderea căldurii de către hidrosferă se face prin :

1) radiația căldurii în direcția atmosfere ;

2) evaporația la suprafață în zonele ecuatoriale-tropicale. Căldura emisă de 1 m^3 de apă care se răcește cu 1°C, ridică cu 1°C temperatura a 3000 m^3 aer. Încălzirea regională a atmosferei reprezintă principala cauză a direcției vînturilor.

Urmărită în ansamblu, temperatura apelor marine variază în funcție de zona climatică (latitudinal) și de profunzime (vertical).

Măsurarea temperaturilor din diverse puncte ale mediului marin, a scos în evidență faptul că mase de apă cu temperaturi și salinități diferite se amestecă greu sau de loc (principiul Wywile-Tompson) ceea ce explică existența curenților calzi sau reci prin masa de apă.

2.4.1. Variația temperaturii la suprafața mărilor și oceanelor. Limita inferioară a temperaturii atinsă în mod frecvent în zona polilor este de —2°C, iar cea superioară, întîlnită la ecuator este de +27°C, amplitudinea termică a apelor fiind de 29C, față de cea de pe uscat care poate ajunge pînă la 129°C. Situații mai speciale pot fi întîlnite în mările închise din zonele tropicale unde maximele termice pot fi de peste 30°C (32°C în golful Mexic, 34°C în Marea Roșie, 36°C în golful Persic și 36—38°C în SV-ul Mediteranei). Cauza acestor maxime termice este izolarea față de bazinul oceanic și mai ales apropierea zonelor continentale aride.

Ecuatorul termic al oceanelor este situat mai la nord decît ecuatorul geografic, iar izotermele (liniile de egală temperatură) sînt și ele deplasate spre nord, ceea ce arată că temperatura apelor oceanice din emisfera nordică este mai ridicată decît cea a apelor oceanelor sudice. (fig. 2. 2 b). Curba temperaturilor superficiale în cele două emisfere are caracter asimetric (fig. 2. 2a). În zonele temperate, izotermele au fluctuații sezoniere

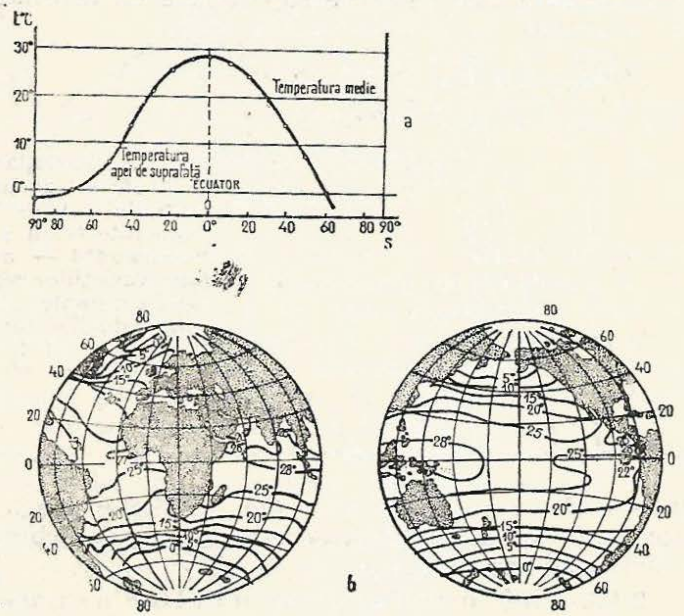


Fig. 2.2. Variația temperaturii la suprafața mărilor și oceanelor. După A. Posea, 1980.

(iarna coboară spre ecuator, vara urcă spre poli). Perturbări ale poziției izotermelor se pot datora și prezenței curenților reci sau calzi care fac ca temperatura să fie scăzută pe coastele americane (curentul Labrador) față de cele europene (curentul Golfstreem), deși regiunile se află la aceeași latitudine (70°—40° lat. N.).

2.4.2. Variația temperaturii pe verticală în apele oceanice. Prin analogie cu atmosfera se separă în domeniul marin două starate termice majore : termosfera marină — pînă la 500 m adîncime, este pătura de apă în care temperatura scade brusc, datorită răcirii apei prin evaporare precum și datorită curenților verticali (fig. 2,3, a). Pînă la 200 m se resimt variațiile diurne ; variațiile sezoniere se resimt pînă la 500 m. La acestea se adaugă variațiile latitudinale. Treapta termică diferă de la un ocean la altul sau chiar în cadrul aceluiași ocean (în Oceanul Atlantic la 25 m adîncime, temperatura este de 9°C, la ecuator, și la 12°C în zona Rio de la Plata.

Al doilea strat poartă numele de psicroferă marină și cuprinde adîncimile de sub 500 m. (fig. 2. 3. b+c). Între 750—2000 m temperatura apelor scade pînă la +4°C iar sub 2000 m la ±2°C.,

În apele temperate (fig. 2. 3—(2) iarna temperatura la suprafața apei poate coborî sub 0°C ,apoi în cadrul termosferei marine ea crește, atingînd valori de 15—16° în păturile superioare ale termosferei, iar în psicroferă scade după regulile cunoscute. Apele subtropicale și intertropicale [fig. 2.3.—(3—4)] înregistrează o descreștere continuă a temperaturii cu adîncimea. Temperaturile polare (—2°C) înregistrează o creștere (fig. 2.3.—1) pînă la o anumită adîncime (creșterea nu depășește 5°C) apoi scade treptat.

Datorită vaporației din timpul zilei (în zonele ecuatoriale, tropicale, temperate) densitatea apei de suprafață crește, apele se afundă local iar locul lor este luat de apele superficiale cu densitate mai mică, relizîn-

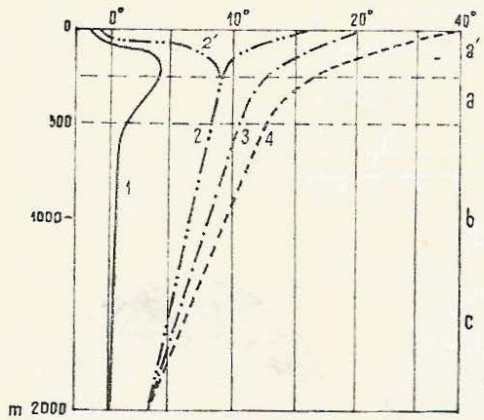


Fig. 2.3. Variația temperaturii medii pe verticală a apelor oceanice la diferite latitudini ; 1 — ape polare ; 2 — ape temperate (vara și iarna) ; 3 — ape subtropicale ; 4 — ape intertropicale ; a, — zona variațiilor sezoniere ; b — zona scăderii constante a temperaturii ; c — zona temperaturilor invariabile. După E. A. Pora și I. Oroș, 1974.

du-se astfel curenții termici (de densitate) locali care aduc căldura și oxigenul de la suprafață necesare proceselor chimice și biochimice de pe fundurile bazinelor.

2.4.3. Influența pragurilor asupra temperaturii apelor marine. Mările intracontinentale sînt separate de ba-

zinele oceanice prin praguri. Adîncimea pragurilor controlează temperatura apelor profunde din mări. Se știe că între bazinele oceanice și mări se face un schimb continuu de apă ; prin curenți superficiali se transportă apele mai puțin dense iar prin curenți de profunzime pătrund apele cu densități mai mari. Temperatura apei de suprafață va fi diferită după zona climatică în care se situează bazinul marin.

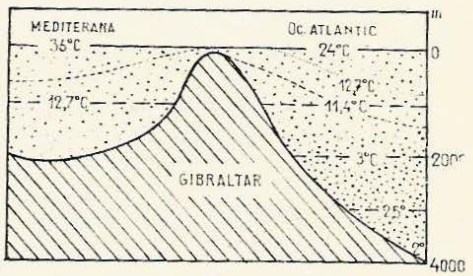


Fig. 2.4. Repartiția temperaturilor în adîncime, de o parte și de alta a Gibraltarului.

Marea Mediterană (plasată între 30,6° și 47,5° lat. N) este separată de Oceanul Atlantic prin pragul Gibraltar, situat la o adîncime medie de 350 m.

Pragul Gibraltarului pe cei 70 Km lungime are un relief submers foarte accidentat : în sectorul vestic se ridică local pînă la 150 m pentru ca în sectorul estic să coboare pînă la 1150 m. Se admite ca medie

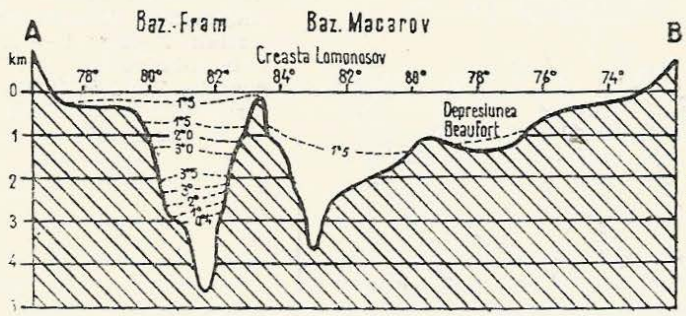


Fig. 2.5. Temperatura apelor Oceanului Înghețat de Nord, de o parte și de alta a crestei Lomonosov. După E. A. Pora și I. Oroș, 1974

adîncimea de 350 m. Temperaura apelor Oceanului Atlantic la această adîncime este de 12,7°C ; pătrunzînd în Mediterană, ele păstrează această temperatură pînă pe fundul mării. (fig. 2. 4.). Apele superficale ale Mediteranei, influențate de climatul uscatului apropiat, au oscilații importante de temperaturi : în S—W-ul Mediteranei, temperatura apelor superficiale ajunge la 36,5°C. Această pătură se scurge în Atlantic, unde datorită densității crescute nu rămîne la suprafață, ci formează un strat individualizat termic, intercalat între apele atlantice cu temperaturi mult mai scăzute deasupra și dedesubtul păturei de apă mediteraneană ce formează o importantă barieră termică.

Marea Roșie, separată prin pragul somalez de Ocanul Indian, primește ape a căror temperatură atinge 21,6°C, temperatură care se menține pe toată adîncimea ei, fluctuațiile termice fiind în pătura superficială, sau în fose, datorate fluxului termic anormal.

Perturbații termice pot apre și în cadrul aceluiași ocean. În Oceanul Pacific, în fosa Viteaz, temperatura apelor este de 9,85°C pînă la adîncimea de 6000 m. Aceasta se datorește pragului care o separă de oceanul larg. Apele care alimentează fosa sînt aduse de curentul ecuatorial de sud.

În Oceanul Înghețat de Nord, dincolo de limitele platformei continentale foarte largi, apele atlantice împinse de curentul Golfstreem, mențin temperaturi de 3,5°C pînă la adîncimi de 2000 m în bazinele Nansen, Fram. Cordiliera Lomonosov joacă rol de prag încît în bazinul Makarov apele păstrează temperatura superficială (1,5°C) pînă la 4000 m (Fig. 2, 5, fig. 2. 6).

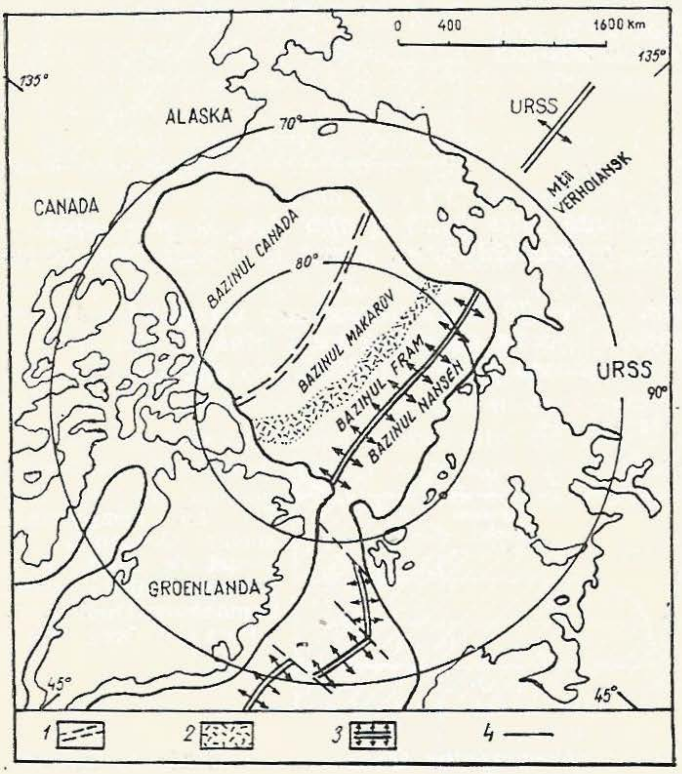


Fig. 2.6. Schița structurală a Oceanului Înghețat de Nord : 1 — cordiliera Alpha ; 2 — cordiliera Lomonosov ; 3 — riftul central atlantic și fragmentul Nansen din Bazinul Arctic ; 4 — limita platformei continentale. După P. R. Davers, 1973 și D. Rădulescu, 1976.

Prezentarea acestor modele de perturbații termice din mări și oceane, explică fenomenele geo și biochimice atît de diferite din mediile acvatoriale marine, plasate la adîncimi similare și în aceleași zone climatice.

2.4.4. Influența gheții în mări și oceane. Temperatura de îngheț a apelor marine este în funcție de salinitate ; la salinitate normală (35‰) apele îngheață la —1,91°C, temperatura atinsă în mod normal în zonele polare și în mările subpolare ; la salinitate de 18—20‰ sau chiar sub aceste valori (6—10‰ în Marea Baltică), temperatura de congelare este superioară acestei valori (anume — 1,07 respectiv — 0,80°C) situații întîlnite în zonele temperate. Prin îngheț rezultă trei componenți :

saramura (apă și săruri), cristale de gheață și criohidrați (cu punctul de separare din apa marină la valori calorice diferite, dependent de chimismul apelor). Astfel Na_4SO_2 în condiții de congelare, se separă din apa marină la —0,7°C ; KCl se separă la —11,1°C ; NaCl la —21,9°C ; $MgCl_2$ la —33,6°C ; $CaCl_2$ la —55°C. Dacă în condiții de agitație a apelor, ele îngheață la —1,91°C, în condiții de calm absolut, temperatura apei oceanice poate atinge —21°C fără să înghețe (se formează numai nuclee de gheață) ; la suprafață temperatura este apropiată de cea atmosferică ; scăderea bruscă a temperaturii poate provoca înghețul întregului ansamblu, rezultînd numai starea solidă (gheață și criohidrați), care alcătuiesc banchizele. Densitatea gheții formată din apa de mare este de 0,903—0,959, variind în funcție de cantitatea de criohidrați pe care o conține. Banchizele au o grosime medie de 7 m dar pot atinge 27 m, cu rol de izolant termic pentru apele polare de sub ele. În contact cu apele calde, banchizele se desprind în blocuri imense care se pot uni temporar sub formă de toros cu grosimi de cca 10 m. Apa rezultată din topirea gheții, modifică salinitatea. O imagine parțială asupra influenței gheții, se poate realiza dacă luăm în considerație faptul că anual, din zona cuprinsă între Groenlanda și Spietzberg, se rup din banchize 12.000 km^3 de gheață, care se topesc în apa oceanelor, iar dintre Groenlanda și Labrador 5.000 km^3. La acestea se adaugă eisbergurile (de origină continentală) care plutesc pînă la latitudini de 40° în emisfera nordică și pînă la 36° latitudine sudică. Densitatea eisbergurilor (0,917) mai mică decît a apei de mare (1,027), face ca 9/10 din volumul eisbergului, să fie scufundat. Topirea gheții de orice natură, în apa marină, modifică densitatea, vîscozitatea, salinitatea și temteratura mediului marin.

3668/25

2.4.5. Acțiunea temperaturii asupra organismelor. Orice organism își desfășoară ciclul biologic într-un anumit interval de temperatură, avînd un optimum de dezvoltare în care este asigurată fundamentarea genetică și un minim și maxim de temperatură în care poate trăi. Fiecare organism își are un optim termic (ex. Gimnodinium californicus are 24°C) optimum-ul poate diferi cu stadiul de viață.

Acțiunea temperaturii asupra organismelor poate fi directă (modifică natura metabolismului la nivelul speciei sau populației sau modifică repartiția geografică a organismelor) și indirectă (modifică parametrii fizico-chimici ai mediului, iar aceștia influențează activitatea organismului).

Conform principiului Wyville-Thompson, apele cu temperaturi și salinități diferite, nu se amestecă între ele, sau se amestecă foarte puțin, dacă au mase mari. Limita de separație între două strate cu salinități și temperaturi diferite alcătuiește o barieră termică provocînd mortalități importante. În Oceanul Atlantic, creasta Feroe-Shetland separă spre sud apele oceanice cu scăderi normale ale temperaturii pe verticală ; în nordul barierii apele atlantice de suprafață, întîlnesc apele Oceanului Înghețat de Nord, contactul dintre aceste două pături de apă este o veritabilă barieră termică, responsabilă de mortalitatea ridicată a nectonului și planctonului, care vor apare asociate cu două tipuri diferite de organisme bentonice în nordul și sudul crestei Feroe-Shetland, după regimul termic din profunzime.

BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ BIBLIOTECA de GEOLOGIE-GEOGRAFIE BUCUREȘTI

Avînd intervale termice diferite, organismele se grupează în : asociații de apă caldă și tropicală (pînă la 30° lat. N și S) caracterizate prin bogăția de specii și sărăcia în indivizi ; într-un litru de apă sînt cca 700 organisme ; asociații de ape reci, caracterizate prin numărul redus de spcii și număr mare de indivizi, zoo și fitoplanctonul fiind influențate de schimbările climatice sezoniere. Biomasa maximă este în timpul verii polare. Se găsesc asociații crioplanctonice chiar pe banchize (cunoscute sub numele de pagon). Bogăția în organisme a apelor polare este redată și de faptul că un litru de apă polară conține pînă la 2500 de organisme. Asociații ale apelor temporate, grupează comunități cu caractere cosmopolite, planctonul are ritm sezonier de dezvoltare ; metabolismul organismelor planctonice consumă o mare cantitate de oxigen ; planctonul este foarte sensibil la schimbările frecvente ale temperaturii, care cauzează modificări fiziologice și implicit o mare varietate morfologică. Influența variațiilor climatice sezoniere asupra dezvoltării organismelor planctonice apare clară dacă urmărim, în paralel, trei grupe de organisme planctonice ; diatomeele cu dezvoltare maximă de toamna pînă primăvara ; copepodele

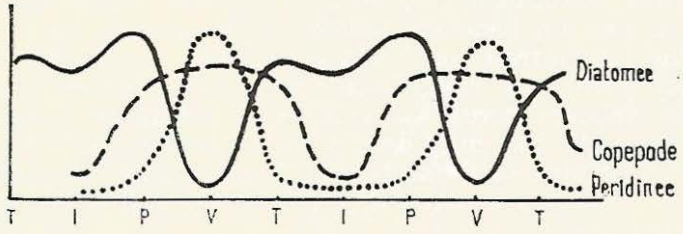


Fig. 2.7. Succesiunea populațiilor de diatomee, peridinee și copepode în funcție de sezon. După E. A. Pora și I. Oroș, 1974.

cu dezvoltare în tot timpul anului (avînd un moment de regres în timpul iernii) și peridineele cu maximum de dezvoltare în timpul verii și o reducere foarte accentuată în celelalte sezoane (fig. 2. 7). Mortalitatea din perioadele de regres a fiecărui grup asigură marea cantitate de biomasă a apelor marine.

Reiese că după modul de comportare față de temperatură, organismele se împart în stenoterme (de ape reci = criofile, de ape temperate = psicrofile și de ape calde = termofile) și organisme euriterme care suportă variații mari de temperatură.

Nu numai planctonul ci și bentosul poate fi influențat (mai ales cantitativ) de variațiile sezoniere ale temperaturii. Astfel, în Mediterana, algele au o frecvență maximă în februarie-aprilie pînă la 20 m adîncime ; în lunile mai-iunie, au maximum de frecvență la 50 m adîncime. Cele mai mari organisme se găsesc în apele reci (crabul Kaempfferia ajunge pînă la 3 m lungime), Gigantocypris (ostracod) are 3 mm în apele temperate și 38 mm în apele reci, etc.

Variația temperaturii influențază și solubilitatea gazelor în apa marină, aceasta fiind invers proporțională cu creșterea temperaturii. Astfel solubilitatea CO_2 la 1°C este dublă față de 10°C. Solubilitatea gazelor mai este controlată de presiune și salinitate. Cea mai mare solubilitate o au gazele care dau combinații chimice cu apa (CO_2, NH_3, SO_2). Oxigenul în apele marine este în proporție de 34,9‰ (în atmosferă este de 20,9‰), ceea ce explică exuberanța vieții în mediul marin.

Temperatura și gazele dizolvate, influențează repartiția organismelor, salinitatea apelor, menținerea substanței organice în soluție dar și menținerea suspensiilor argiloase (coloizii), necesari pentru dezvoltarea unor organisme (Diatomeele) influențînd deci direct ciclurile trofice și sedimentogeneza.

2.5. **Proprietățile optice ale apelor marine.** Intensitatea radiației solare pe o anumită lungime de undă depinde de unghiul de incidență cu suprafața apei. Coeficientul de extincție a luminii depinde de moleculele de apă, de materia organică și anorganică dizolvată, de prezența sau absența organismelor vii, factori care provoacă absorbția sau dispersia luminii.

Lumina pătrunde în apă sub formă de con de lumină, razele perpendiculare fiind cele mai penetrante (ele nu se reflectă sau se reflectă foarte puțin) ; razele oblice se reflectă și vor pătrunde cu atît mai puțin cu cît ele vor fi mai înclinate. Ziua de lucru sub apă va fi cu atît mai mică cu cît zona este mai profundă. În Mediterana la 40 m adîncime ziua de lucru este de 2 ore (între orele 10—12), la 35 m este de 3 ore, la 20 m este de 7 ore, iar la 10 m este de 10 ore (fig. 2.8.). Lumina pătrunde însă la adîncimi mult mai mari decît cele sesizate de ochiul omului. Ea poate fi măsurată prin plăci fotografice introduce în containere și lăsate pentru a fi impresionate la diverse adîncimi ; la 500 m placa fotografică se înegrește la 40' ; la 1000 m în 80' ; iar la 1700 m în 120'. Prin camere foto-

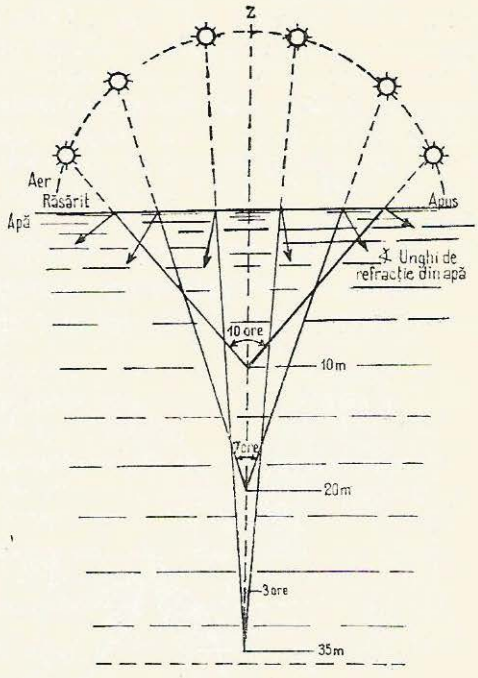


Fig. 2.8. Durata zilei în mediul marin, corelată cu adîncimea. După E. A. Pora și I. Oroș, 1974.

grafice prevăzute cu filtre se poate măsura absorbția diferitelor radiații de lumină ; pînă la 18 m sînt absorbite radiațiile roșii la 100 m sînt absorbite radiațiile galbene, la 240 m cele verzi-albastre, la 400 m cele albastre închis, iar la 600 m este zonă de obscuritate.

În funcție de lumină procesele chimice și biochimice se repartizează pe trei zone ; zona fotică (luminoasă) avînd limita inferioară variabilă între 20—120 m (media este 50 m) ; zona oligofotică (crepusculară), între 120—600 m (media 300 m) ; zona afotică (lipsită de lumină exterioară) sub 600 m. Recunoașterea acestor zone se face foarte ușor după organismele vegetale prezente. Zona fotică este zona în care are loc fotosinteza ; se vor întîlni plante cu clorofilă pe toată grosimea păturii de apă (120 m). Zona oligofotică, în care pătrund numai spectrele verzi și albastre, oferă posibilități de dezvoltare organimelor cu pigmenți asimilatori sensibili în condițiile deficitului de lumină cum sînt Bacteriile, Coccolitoforideele. Zona afotică este lipsită de fotosinteză, aici apar în continuare Bacteriile și organisme prevăzute cu organe luminoase.

Masa de apă, cu proprietățile ei fizice variabile, poate favoriza sau frîna reacțiile chimice și biochimice, dinamica apelor și implicit a sedimentelor. În felul acesta, acumularea substanțelor minerale utile din mediul marin este dependentă de calitatea apei deci de proprietățile ei fizice și chimice.

3. PROPRIETĂȚILE CHIMICE ALE APELOR MARINE

3.1. **Conținutul în elemente.** Imensa cantitate de apă (1.380.000.000 km^3) care umple bazinele oceanice și mările dependente de ele, nu are o compoziție chimică uniformă. Cele 5.10 ^{16} tone de substanțe dizolvate în apă sînt repartizate diferit atît pe orizontală cît și pe verticală. Un calcul global arată că în mări și în bazinele oceanice, într-un litru de apă, 965 g este apă și 35 g. sînt elemente dizolvate. Această imensă cantitate de substanțe dizolvate ar putea acoperi întregul Glob cu un strat de 45 m grosime ; dacă s-ar depune pe actualele continente emerse, stratul ar atinge 153 m. Față de acest raport global, (35‰) salinitățile locale sînt foarte diferite (5,6‰ în Marea Baltică, 37‰ în zona tropicală a Oceanului Atlantic, 34‰ în sudul Oceanului Pacific) (fig. 3.1.).

Distribuția inegală a concentrațiilor chimice este determinată de numeroși factori dintre care cei mai importanți sînt ; schimburile cu atmos-

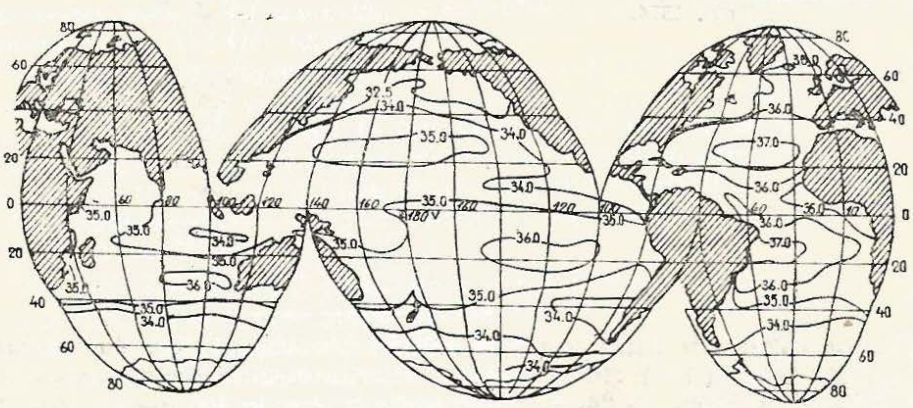


Fig. 3.1. Salinitatea la suprafața apei oceanelor După K. F. Bowden.

fera, solubilitatea diverșilor compuși, reducerea de către bacteriile anaerobe, precipitarea și schimbul cu fundul oceanic, aporturile de ape dulci, înghețul apei de mare și topirea gheții, reacțiile chimice care controlează și influențează concentrațiile de elemente, procesele biogene-inclusiv procesele vitale și descompunerea materiei organice.

La o salinitate normală (3,5%), Edward D. Goldberg (1965), calculează conținutul în elemente al apei marine arătînd că prin frecvența și prin implicarea lor în procesele chimice din domeniul marin, ele se diferențiază în elemente principale și elemente secundare (tabel 3. 1).

Tabel 3.1.

Conținutul în elemnte al apei de mare la salinitatea de 35%. E. D. Goldberg (1965)

Elemente principale mg/l		Elemente secundare mg/l	
H	108,000	Br	0,065
O	857,000	Sr	0,008
Cl	19,000	Mn	0,002
Na	10,500	Ni	0,002
Mg	1,350	Fe	0,010
Ca	0,400	Zn	0,010
K	0,380	Cu	0,003
Si	0,003	F	0,001 3
S	0,885	Cr	0,000 000 05
Al	0,000 01		

Elementele apar însă combinate între ele încît trebuie urmărită proporția de săruri dizolvate în apa marină. Astfel, într-un litru de apă cu salinitate de 3,5% au fost calculate : NaCl—77,75%, $MgCl_2$ 10,87% $MgSo_4$—4,73%, $CaSo_4$—3,60%, K_2SO_4—2,40%.

3.2. Salinitatea și clorinitatea mărilor și oceanelor

Conform principiului lui Forchhammer, cantitatea totală de săruri din oceane poate avea variații importante dar raportul dintre principalii componenți dizolvați rămîne totdeauna constant. În felul acesta determinînd unul din componenții principali (Cl, Na, Mg, S, Ca, K) se poate stabili salinitatea apei de mare. Raportul dintre elementele principale și cele secundare (Sr, Br, Bo) este, de asemenea, constant.

Uniformitatea apei de mare, marcată prin echilibru de compoziție, este asigurată prin procese regulatoare dintre care cel mai important este circulația generală a masei de apă oceanică. Acest fenomen absolut continuu în timp și spațiu, asigură continuu amestecul apelor și a elementelor. Al doilea proces regulator este indicele de solubilitate care face ca sărurile în exces să se depună ; activitatea biotică fixează unele săruri solubile, le transformă în săruri insolubile care după moartea organismelor sînt încorporate în sedimente.

Prin complexitatea ei apa de mare apare ca o soluție cu o foarte mare individualitate care nu poate fi comparată decît cu un alt lichid natural : sîngele.

Din totalitatea de elemente și săruri dizolvate în apa de mare vom urmări numai pe cele a căror implicare în procesele chimice și biochimice este maximă.

S-a precizat că noțiunea de salinitate reprezintă conținutul total de săruri și cea de clorinitate reprezintă conținutul total în Cl, Br, I, arătîndu-se că ele sînt în relație directă. La salinitatea medie de 3,5‰ clorinitatea este de 19‰.

Determinarea salinității se face în funcție de densitate (d) ;

$$S‰ = (d—1) \cdot 1{,}309 \cdot 1000$$

Presupunînd că d = 1,0272, atunci

$S‰ = (1{,}0277—1) \cdot 1{,}309 \cdot 1000 = 35{,}604$ g. săruri la litru (‰).

Ea se poate determina și prin precipitare chimică sau prin metoda conductibilității electrice.

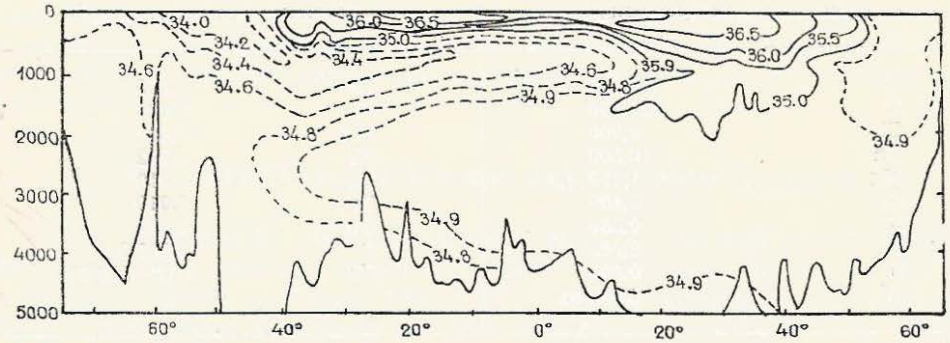


Fig. 3.2. Distribuția salinității pe verticală (vestul Oceanului Atlantic). După K. F. Bowden 1965.

Variațiile de salinitate sînt foarte accentuate în pădurile superficiale (pînă la 500 m adîncime), relativ accentuate pînă la 2000 m și lipsesc în zonele profunde (fig. 3. 2).

3.3. **Concentrația Ca și Si.** Dacă pentru elementele care sînt abundente în apa oceanică, concentrarea și depunerea lor în anumite zone este relativ ușor de explicat, rămîne o problemă, procesul de concentrare a elementelor care se găsesc în cantități foarte reduse în apa de mare cum sînt Ca (0,4 mg/1) sau Si (0,003 mg/1) pe care le găsim depuse sub forma de strate calcaroase sau silicioase.

Există astăzi unele încercări de a explica această îmbogățire a calciului și depunerea lui sub formă de carbunați.

Forchhammer (1923) a remarcat cantitatea mică de Ca și Si în apele mărilor și oceanelor (foarte abundente în apa rîurilor) și a explicat-o prin reținerea acestor elemente în scheletul organismelor marine. Se sublinia astfel efectul important al activității biotice asupra chimismului oceanelor.

Pornind de la principiul lui T. F. W. Barth (1952) conform căruia cantitatea de element introdus în ocean într-o unitate de timp, este egală cu cantitatea aceluiași element precipitat în sediment, în aceeași unitate de timp W. H. Berger (1975) aduce unele precizări în legătură cu rata de precipitare și depunere a $CaCO_3$, apreciată astăzi ca fiind în medie de 1 cm/1000 ani. Urmărind compoziția calcarelor de precipitație, Berger subliniază că în toate calcarele se conservă foraminifere planctonice,

pteropode, în fragmente de mărimea nisipului sau siltului —, coccolite întregi sau ca piese scheletice. Concluzia autorului este că tot $CaCO_3$ din oceane este precipiat de organisme. În această situație rata de precipitare a carbonatului este limitată de substanțele nutritive (azot, fosfor) indispensabile vieții, furnizate de apele dulci și depuse pe fundul oceanelor; prin curenți ascendenți (upwelling) N și P alimentează zona fotică unde se dezvoltă coccolitoforideele, infuzorii, nanoplanctonul, foraminiferele. Găsirea scheletelor organismelor planctonice sub formă de fragmente în calcarele de precipitație arată că o mare parte din carbonul precipitat de organisme, se reîntoarce în soluție prin dizolvare. Dacă există suficiente substanțe nutritive, rata de precipitare de către organisme, poate depăși aportul de carbonați aduși de pe continent, prin această „aprovizionare în exces", de pe fundul oceanului provenită din dizolvarea scheletelor. Dacă substanțele nutritive sînt limitate, $CaCO_3$ în exces rămîne în soluție, dînd o pătură de apă suprasaturată în carbonați.

Disoluția carbonaților crește cu adîncimea datorită creșterii presiunii și descreșterii temperaturii, care fac ca apele să rămînă nesaturate.

M. N. Bramlette (1961) arată că zona de separație între sedimentele bogate și cele sărace în carbonați este relativ îngustă și bine vizibilă în toate regiunile oceanice cu depuneri actuale de carbonați. El introduce conceptul de adîncime de compensație a carbonatului și face primele observații în legătură cu acest concept;

— Adîncimea medie de compensație a carbonaților este de 4,5 km (fig. 3. 3) ceea ce coincide cu jumătate din distanța între zonele cele mai

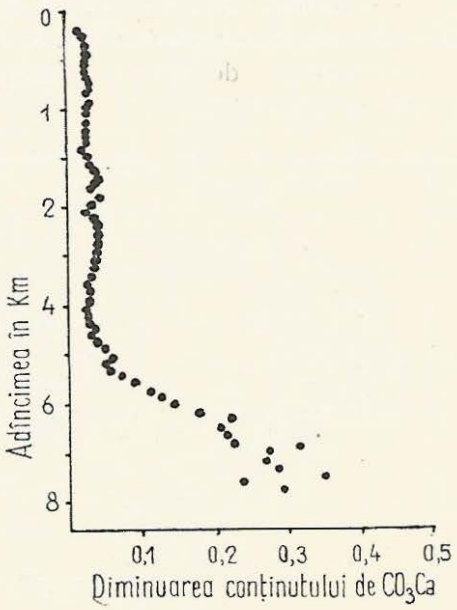


Fig. 3.3. Adîncimea de compensație a carbonaților. După Petersen, 1966, din W. H. Berger, 1975.

adînci ale fundurilor oceanice (fose) și vîrful crestei medio oceanice (fig. 3. 4).

— Adîncimea medie de compensație diferă mult ca localizare și adîncimea de la Oceanul Pacific la cel Atlantic sau Indian (fig. 3. 5).

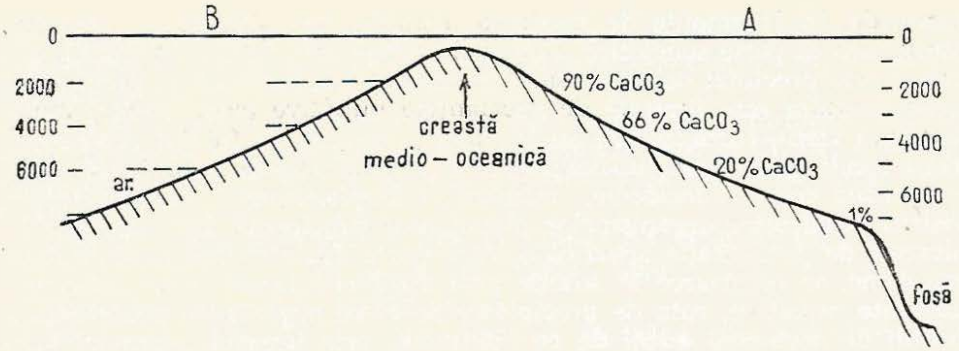


Fig. 3.4. Dispersia carbonatului de calciu în funcție de adîncime. După W. H. Berger, 1975.

— Coborîrea zonei de compensație (ca o depresiune) în zona ecuatorială — tropicală a Oceanului Pacific, coincide cu zona de productivitate biogenă maximă, favorizată de upwelling-ul ecuatorial (fig. 3.5).

— Creșterea locală a adîncimii de compensație spre continent, pare a fi cauzată de productivitatea biogenă care prin descompunere sau prin respirație procură cantități sporite de CO_2 ; acesta în combinație cu apa marină, dă carbonați și bicarbonați (fig. 3. 5.).

În 1966 Petersen, adaugă noi observații în legătură cu acest concept ;

— disoluța carbonaților se produce pe un interval larg, deasupra adîncimii de compensație ; (fig. 3. 3.).

— aproape de zona de compensație se constată o creștere bruscă a ratei de disoluție ;

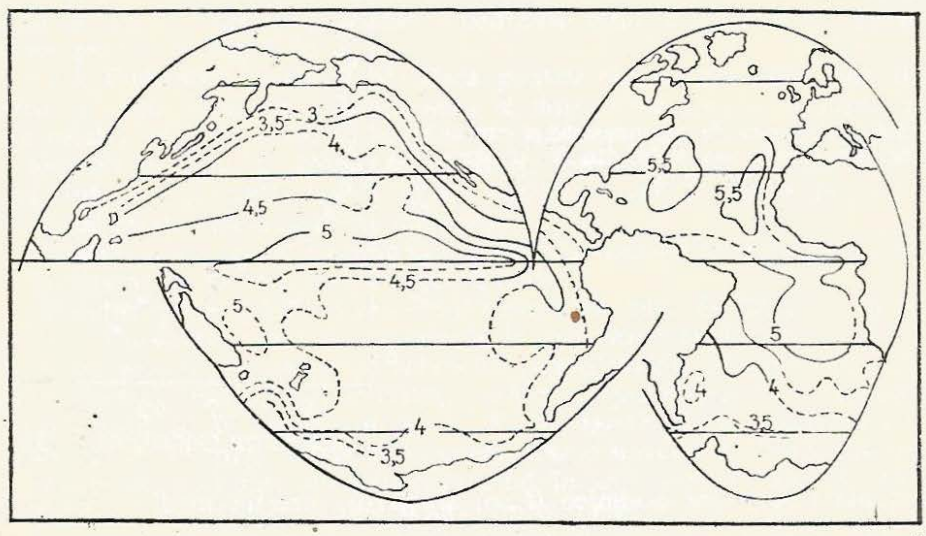


Fig. 3.5. Conturul batimetric al adîncimii de compensație al carbonaților. După W. H. Berger, 1975.

— zona de compensație corespunde nivelului de trecere de la disoluție la inhibiția disoluției, de la saturație la suprasaturație. Nivelul de creștere bruscă a disoluției — observat de Petersen (= nivelul lui Petersen = lysoclina hidrografică) ar trebui să-i corespundă pe fundul oceanic mîluri calcaroase.

Ipoteza lui Petersen a fost verificată parțial în cadrul programului „Deep Sea Drilling Project" (D.S.D.P.). Cu această ocazie s-a constatat că în zonele cu productivitate biogenă maximă, este crescută nu numai disoluția carbonaților ci și rata de sedimentare a carbonaților, care poate ajunge la 2 cm/1000 ani (dublu față de rata medie). Calcarele depuse sub 4500 m adîncime a apelor (deci sub adîncimea medie de compensație a carbonaților) nu mai conțin de regulă resturi organice, în zona de disoluție (nivelul lui Petersen) dizolvîndu-se scheletele organismelor calcaroase.

Modelul de depunere a carbonaților (urmărit de W. H. Berger, 1975) este valabil pentru toate celelalte substanțe precipitate de organisme (Si, P. etc.).

Observații legate de distribuția carbonaților în oceanele actuale a efectuat și Eric Olausson (1969). El a arătat că Atlanticul de Nord primește mai multe produse de alterație decît toate celelalte oceane la un loc, pentru că drenează dublu decît Oceanul Indian sau Oceanul Pacific. Pentru ca salinitatea apei să rămînă constantă este necesar ca aportul fiecărui element de pe continent sau orice altă sursă să fie egal cu dispariția lui din apă marină. Calculînd cantitatea de $CaCO_3$ din apa oceanelor, Olausson arată că Atlanticul de Nord primește 70% din cantitatea totală de carbonați a oceanelor, Atlanticul de Sud primește 8%, Oceanul Indian 10%, Oceanul Pacific 12%. Schimburile de apă dintre oceane, uniformizează, mai mult sau mai puțin, diferențele datorate aportului rețelelor hidrografice, iar rata de sedimentare accentuiază această tendință de egalizare a conținutului de carbonați. Din procentajul total de $CaCO_3$ depus anual ($122{,}10^{13}$ g), Atlanticului de Nord îi revin 33%, Atlanticului de Sud 20% și Pacificului 25%. Aceasta arată că Atlanticul de Nord pierde aproape 50% din carburanții primiți de pe continent, cantitate redistribuită celorlalte oceane unde mărește rata de sedimentare calcaroasă. Cercetările actuale au pus în evidență că nu există schimb de carbonați la suprafața apei Oceanului Atlantic. Evacuarea se face prin curenți de fund, care antrenează ape reci cu un conținut ridicat de carbonați. Carbonații apelor de suprafață sînt fixați de organismele plantonice (formanifere, cocolithoforidee etc.). Timpul de depunere al scheletelor acestor organisme sau carbonaților precipitați este neglijabil, comparativ cu timpul în care carbonații stau în disoluție. Disoluția s-ar produce în felul următor : în zonele în care apele Atlanticului de Nord se afundă, conținutul în O_2 este ridicat ca și CO_2. Relația de disoluție ar fi :

$$CaCO_3 + H_2O \rightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3$$

$$CaCO_3 + CH_2O \rightarrow CO_2 + 2HCO_3$$

Dacă admitem că $CaCO_3 + CH_2O$ antrenate de la suprafață sînt aproape constante, variația $CaCO_3$ în disoluție și în sedmiente, trebuie pusă pe seama variației de intensitate a circulației verticale a apelor.

Urmărind cantitatea de $CaCO_3$ depusă în timpul cuaternar, în Oceanul Atlantic, Olausson constată că în etapele glaciare, se remarcă o creștere a cantității de $CaCO_3$ în sedimente. Scăderea nivelului apei — ca efect al stocării ei sub formă de gheață — este posibil să fi întrerupt legătura cu Oceanul Pacific. În aceste condiții, stratificarea apei se pierde, curenții de fund se atenuează. Se diminuează totodată aportul de CO_2 O_2 și CH_2O care erau antrenate de curentul de fund din partea nordică a Atlanticului. Scăderea oxigenului și a CO_2 face ca disoluția carbonaților să scadă iar carbonații conținuți în apa Atlanticului să se depună. Scade totodată cantitatea de P.N. și ca urmare scade numărul de foraminifere și coccolithoforidee (scade rata de productivitate biogenă ca efect al deficitului de substanțe nutritive). Restabilirea condițiilor de circulație, în etapele interglaciare, mărește disoluția și micșorează rata de sedimentare a carbonaților.

Modelele de depunere a carbonaților propuse de autorii citați pot aduce o lumină nouă asupra repartiției actuale a depozitelor carbonatate, precum și a rocelor corbonatate din trecutul geologic. Se pot aplica și altor elemente sintetizate de organisme : exemplu fosforul. (fig. 3. 6.) sub forma de fosfat organic în care bacteriile, organismele planctonice și nectonice dar și fosfatul vulcanic concură la sinteza organică a fosfatului din rocile de pe platformele continentale sau din zonele profunde.

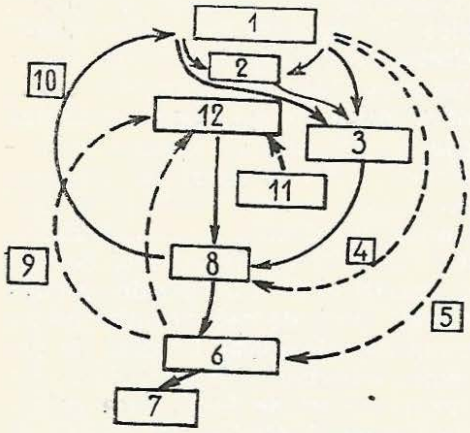


Fig. 3.6. Ciclul de elaborare a fosfatului organic în mediul marin : 1 — protoplasmă vegetală și animală ; 2 — bacterii ; 3 — bacterii de fosfatizare ; 4 — excreții ; 5 — dinți, oase etc. ; 6 — sedimente marine de platformă ; 7 — pătrunderea fosfatului în profunzime ; 8 — fosfat dizolvat ; 9 — pește și păsări marine ; 10 — sinteze protoplasmatice ; 11 — fosfat vulcanic ; 12 — fosfatul rocelor și fosilelor. După J. Roger, 1974.

3.4. **Gazele dizolvate.** Un rol deosebit în chimismul apelor marine și în sedimentare îl au gazele dizolvate ; în general ele provin din atmosferă și numai gazele rare, sau foarte rare, provin din procesele de dezintegrare radioactivă ce au loc în sedimentele de pe fundul oceanelor sau în unele procese biotice. Cele mai importante gaze dizolvate sînt : oxigenul, bioxidul de carbon, hidrogenul sulfurat, azotul ; dintre gazele rare heliul, iar dintre gazele inerte neonul, argonul, kriptonul, xenonul.

Factorii care influențează solubilitatea gazelor sînt : temperatura gazului și a soluției, presiunea atmosferică, salinitatea și pH.

3.4.1. *Concentrația O_2 și H_2S*, variază cu adîncimea (fig. 3. 7) și temperatura, variația fiind zilnică (fig. 3. 9.), sezonieră, anuală, sau pe intervale mai mari.

Maximum de conținut în O_2 adeseori suprasaturarea în O_2 se găsește la suprafața apei, ea datorîndu-se schimbului cu atmosfera (fig. 3. 8). Limita potențialului de oxigen poate fi în grosimea păturei de sedimente

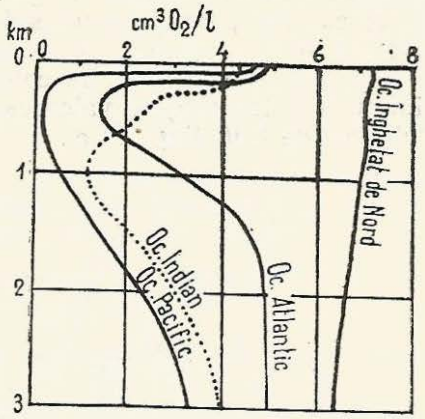


Fig. 3.7. Variația cu adîncime a oxigenului în apa oceanelor. După E. A. Pora și I. Oroș, 1974.

neconsolidate, cînd bazinul este în totalitate aerat, sau această limită să se ridice deasupra păturei de sedimente, dacă bazinul are pătura inferioară de ape și sedimente neaerate, infestată cu H_2S, căpătînd caracter euxinic. În unele bazine se pot crea zone locale unde mortalitatea ridicată a organismelor ridică procentul de H_2S, oxidarea materiei organice consumînd întreaga cantitate de oxigen. Dacă bazinul nu se realimentează cu oxigen, rezultă un mediu euxinic (Marea Neagră) ; materia organică a fito și zooplanctonului care cade pe fund este oxidată în continuare de bacte-

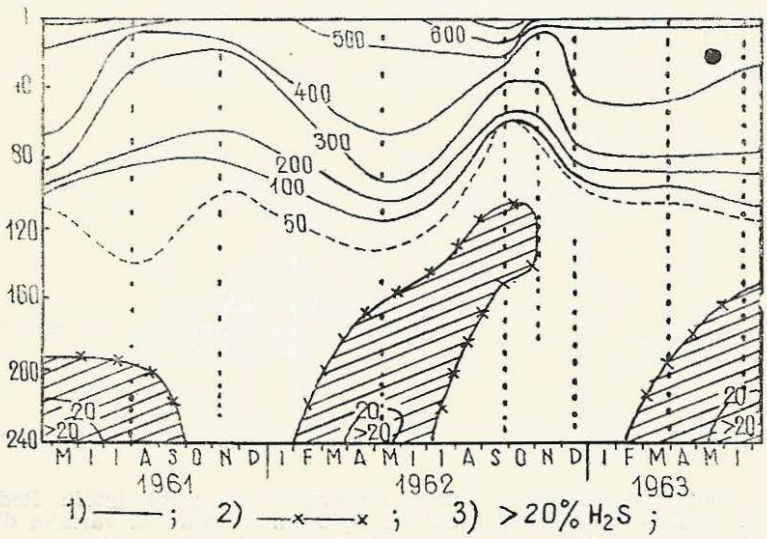


Fig. 3.8. Regimul de dizolvare al O_2 și H_2S în golful Saanich — insula Vancouver — Columbia Britanică ; 1 — linii de egală valoare a oxigenului ; 2 — limita între zone oxigenate și zone cu H_2S ; 3 — zone cu H_2S. După J. P. Riley și G. Skirrov, 1865.

riile anaerobe. Sulful care rezultă din reducerea sulfaților se combină cu hidrogenul dînd H_2S.

Variația diurnă a oxigenului este dependentă de pH * și temperatura apelor. Măsurate sezonier în golful Redfish (Texas) (G. Skirrov 1965) s-a văzut că iarna, temperatura scăzută a apei (19—24°C) (fig. 3.9 b) cu o maximă între orele 11—16, favorizează creșterea conținutului în oxigen a cărui limită inferioară nu coboară sub 5 mg/l (fig. 3.9. A) maxima din timpul orei 12 atingînd valoarea de 12 mg/l ; pH-ul din timpul iernii are valoarea de 8,40 (fig. 3.9 c).

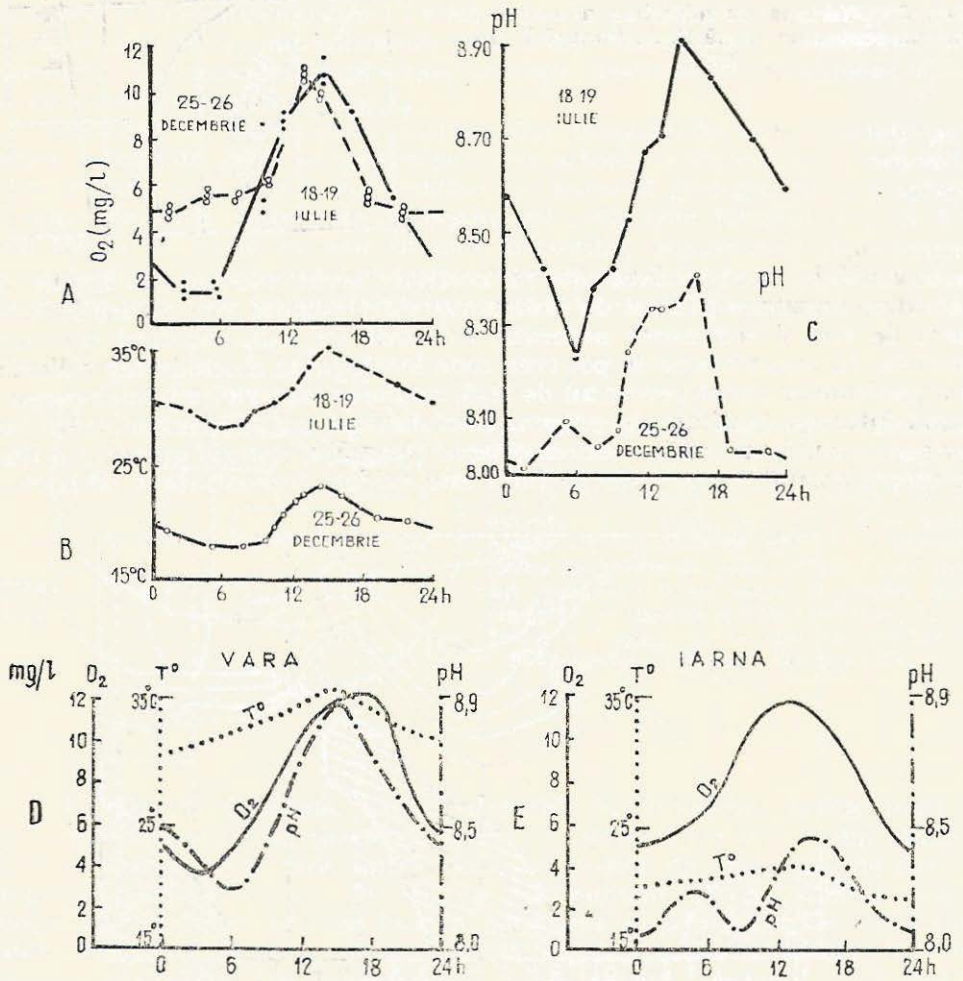


Fig. 3.9. Variația diurnă a O_2 în funcție de temperatură și pH (golful Redfish — Texas). A. curbele conținutului diurn de O_2 iarna și vara ; B. variația diurnă a temperaturii iarna și vara ; C. variația diurnă a pH iarna și vara ; D. variația temperaturii, pH-ului și conținutului în O_2 într-o zi de vară ; E. același lucru zi de iarnă.

* PH. (vezi pg. 34).

Aceleași măsurători făcute într-o zi de vară au arătat că în condiții de temperatură ridicată (30—35°C maxima la ora 13), cantitatea de oxigen este foarte scăzută în timpul nopții și dimineții (1—2 mg/l) și crește brusc în timpul zilei atingînd aceleași valori ca în timpul iernii (12 mg/l). Variații mari diurne și sezoniere se constată și la valorile pH-ului care, în general mult mai scăzut iarna decît vara, are la ora 6 dimineața în timpul verii valori minime de 8,20 pentru ca la ora 13, valoarea ph-ului să fie de 8,90.

Saturarea sau chiar suprasaturarea cu oxigen din timpul zilei se datorește adeseori procesului de fotosinteză, care, utilzînd CO_2 H_2O și energie solară, produce materie organică și eliberează oxigen

$$CO_2 + H_2O + \text{substanțe nutritive (N.P.)} + \text{energie solară} = \text{materie organică } (CH_2O)_n + O_2$$

Oxigenul este utilizat apoi în respirația animalelor și plantelor încît

$$(CH_2O) + O_2 = CO_2 + H_2O$$

Circuitul O_2 și al CO_2 între fotosinteză (fitoplancton) și respirație (zooplanctor consumator de oxigen cu eliberare de CO_2) este continuu în apele superficiale sau pînă la adîncimi de 200 m (fig. 3.10.). La adîncimi cuprinse între 100—200 m apare un strat sărac în oxigen (= zona de minim a O_2) datorată probabil unor fenomene biologice. Sub acest strat cantitatea de O_2 crește, datorită unei veniri din profunzime a apei polare reci și oxigenate. Dacă în zonele profunde procentul de O_2 ca și pH-ul sînt coborîte, aceasta reflectă o cantitate mare de masă organică și o ventilație insuficientă a apelor, care să realimenteze cu oxigen zonele adînci fotosinteza la aceste adîncimi nemafiind posibilă. Rezultă că circulația apelor este cea care asigură cantitatea de oxigen în zonele profunde.

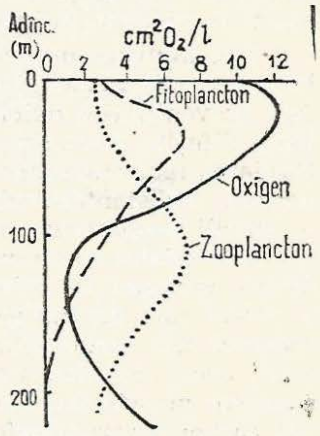


Fig. 3.10. Variația oxigenului cu adîncimea în funcție de dezvoltarea fito și zooplanctonului. După E. A. Pora și I. Oroș, 1974.

3.4.2. *Bioxidul de carbon* (CO_2), este un gaz incolor și inodor, a cărui solubiltate în apa marină depinde de presiune : la suprafața apei și la temperatura de 0°, un litru de apă dizolvă 1,7 litri de CO_2, iar la 15° dizolvă 1 litru de CO_2. La presiuni crescute și temperaturi relativ scă-

zute,, solubilitatea crește, dar o parte din CO_2 se combină cu apa dînd acidul carbonic :

$$O=C=O + H_2O \rightleftarrows O=C \begin{matrix} OH \\ OH \end{matrix}$$

Din această soluție la încălzire sau concentrare, se degajă CO_2 ; în contact cu aerul, apa poate pierde tot CO_2 dizolvat. Apa saturată în CO_2 are o mare capacitate de a dizolva $CaCO_3$; la presiunea atmosferică normală, dizolvă 0,9 gr/l $CaCO_3$, care trece în bicarbonat de calciu (mai solubil decît carbonatul) :

$$CO_2 + H_2O \rightleftarrows H^2 + HCO_3$$

Soluțiile de bicarbonat de calciu, depun carbonatul și eliberează CO_2

$$Ca(HCO_3)_2 \rightarrow CaCO_3 + CO_2 + H_2O$$

În soluție se pot forma și alți carbonați solubili (de sodiu, potasiu, amoniu, magneziu, fier etc.) care pot precipita odată cu $CaCO_3$ după aceleași legi chimice.

Dacă CO_2 este eliminat din apa mării, bicarbonații (HCO_3 H_3CO_3) și carbonații (CO_3) devin sursă de CO_2. Plantele absorb bioxidul de carbon și elimină oxigen. Asimilația CO_2 în plante, este o reacție consumatoare de energie; energia necesară este furnizată de lumina solară, lumina absorbită de pigmenții plantelor (în special de clorofilă) duce la descompunerea fotochimică a apei cu eliminare de oxigen. În continuare, sinteza materiei organice se face cu degajare de energie folosită parțial de organisme pentru procesele vitale, în parte dispersată sub formă de căldură.

Se produce deci, paralel cu circuitul biologic al CO_2 și un circuit biologic al energiei. Se poate spune că orice activitate biologică este rezultatul energiei solare absorbită de plante.

Implicat în procesele biotice și în cele sedimentologice CO_2 dă, în domeniul marin, reacții chimice foarte interesante, departe de a fi elucidate în prezent, în întregime.

3.5. **Materia organică** rezultată din fito și zooplancton, necton și bentos, poate apare dizolvată în apa mării sub formă de azotați și fosfați proveniți din oxidarea materiei organice, dispersați în apă în cantități diferite după sezon si redistribuiți prin curenții marini (fig. 3.11). Oxidarea materiei organice pune în libertate Fe, (care precipită sub formă feroasă), substanțe alcaline și Ca, Mg, Al, Si (depuse sub formă de oxizi — stabili (= particule materiale). Consumul de oxigen, modifică Eh apelor (potențialul oxido-reducere = potențial redox). Mediul sărăcit în O_2 devine reductor se îmbogățește în ioni de hidrogen (modificîndu-se deci și pH-ul care devine acid). Oxidarea poate fi uneori bacteriană. Materia organică mai poate apare sub formă de carbon organic, proteine, aminoacizi, acizi organici, vitamine, etc., provenite din descompunerea organismelor moarte sau din dejecțiuni. În final, raportul carbon organic/azot sau carbon organic/fosfor variază și el după sezon. Cantitatea de materie organică dizolvată în apa mării este mică (0—6 mg/l) cu variații diurne și sezoniere (fig. 3.12) care pot atinge 1,8 mg/l dar distribuția ei este foarte variabilă, factorul important în distribuție fiind dinamica apelor la care se adaugă relieful și natura substratului.

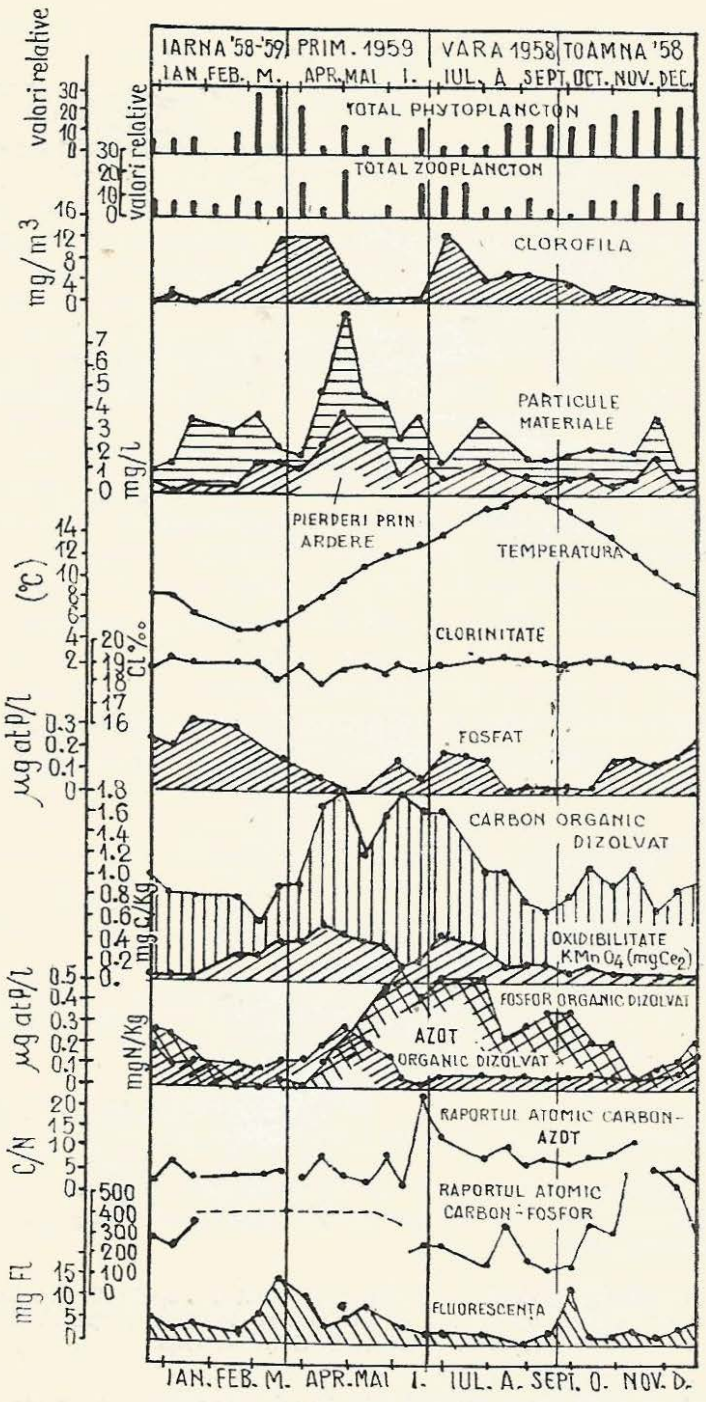


Fig. 3.11. Distribuția anuală a fitoplanctorului, zooplanctonului, temperaturii, clorinității și a diverselor forme de materie organică dizolvată în apă. După E. K. Duursma din J .P. Riley și G. Skirrov, 1965.

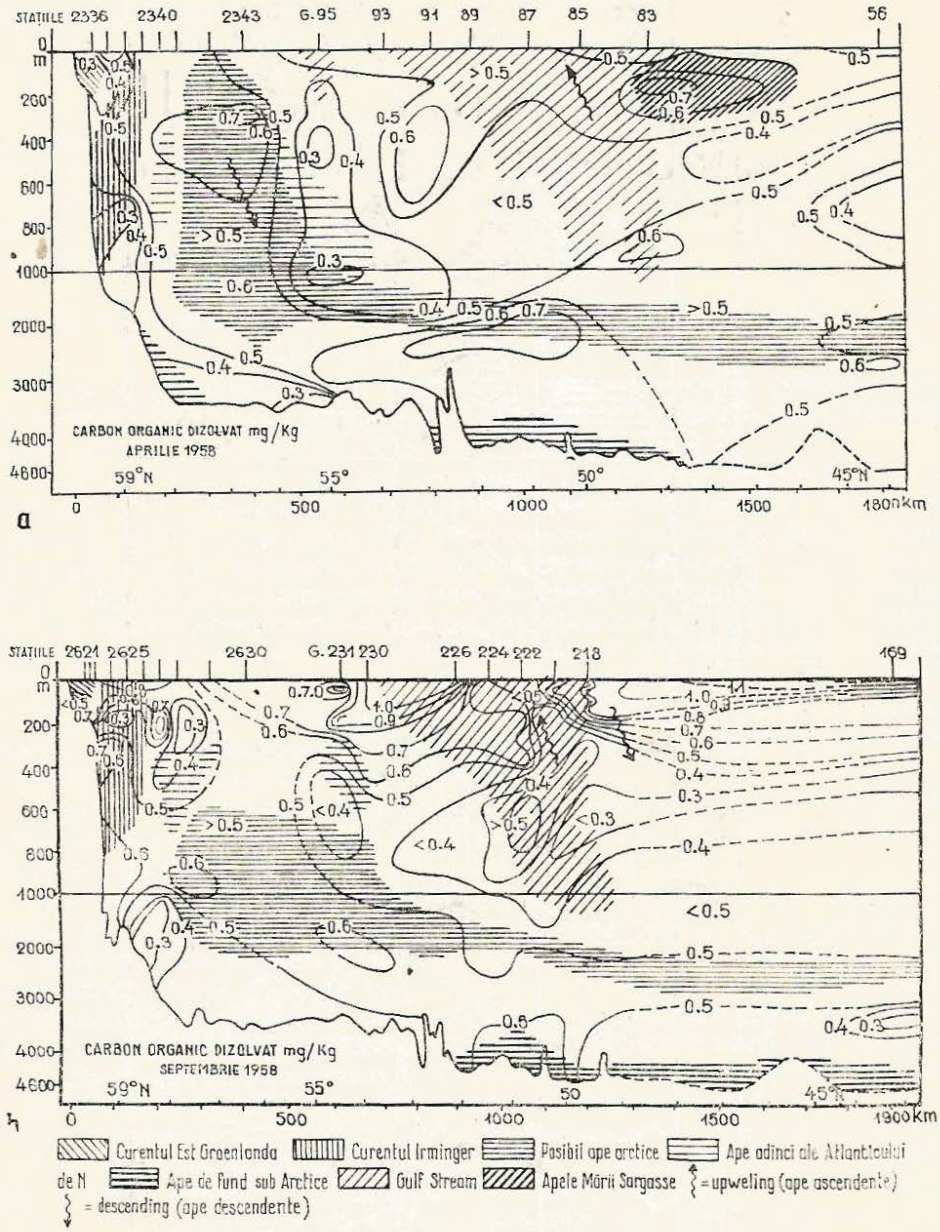


Fig. 3.12. Distribuția carbonului organic dizolvat în apele Oceanului Atlantic de Nord ; a — în luna aprilie ; b — în luna septembrie. După E. K. Duursma din J. P. Riley și G. Skirrov, 1965.

Urmărite în Oceanul Atlantic de Nord, maximele de distribuție apar în păturile superficiale ale apelor (pînă la 200 m) (fig. 3.12 a + b) pe o zonă cuprinsă între 55—58° latitudine nordică, primăvara se urmărește

o coloană continuă de materie organică de la suprafață la 3000 m adîncime ; iarna, masa de materie organică coboară cu 1000 m intrerupe legătura cu suprafața apei și devine o imensă lentilă, care se prelungește pînă în zona ecuatorială.

3.6. **Concentrarea unor elemente metalice.** Capacitatea materiei organice de a se combina cu cea anorganică, poate explica concentrarea unor elemente (ex. Fe, Cu, Mn, Cr, etc.).

Pe platformele continentale, în condiții dictate de dinamica apelor, H. Borchert (1961) a urmărit stratificarea chimică a apelor după gazele dizolvate și transformările chimice pe care le suferă Fe în prezența materiei organice. La suprafață se separă o zonă bogată în O_2 ; sub ea se află zona cu CO_2, iar în apropierea substratului zona cu H_2S (fig. 3.13).

În procesele biotice, în afară de O_2 și CO_2, sînt implicate C, N.P. și ca elemente secundare Si, Ca, Mg, Al și Fe. Fotosinteza consumă CO_2, N și P., încît zona cu O_2 este continuu sărăcită de substanțe nutrifive. Ele sînt în procent ridicat sub stratul aerat, de unde, prin curenți ascendenți (upweling) sînt aduși continuu către suprafață. După moarte, organismele planctonice cad pe fundul bazinului unde, împreună cu organismele bentonice moarte, sub influența bacteriilor, încep să se descompună și să se transforme în sapropel cu eliminare de H_2S și sulfați care sînt reduși la sulfuri (ex : FeS_2). În aceste condiții euxinice SiO_2 din substrat, devine solubil, dînd adeseori chert-uri. În condiții de ape ascendente SiO_2 dizolvat (fig. 3.13), este antrenat în zona cu CO_2 în care se crează condiții optime de solubilitate a fierului (Eh crescut [1] și pH scăzut [2]) ; o parte din

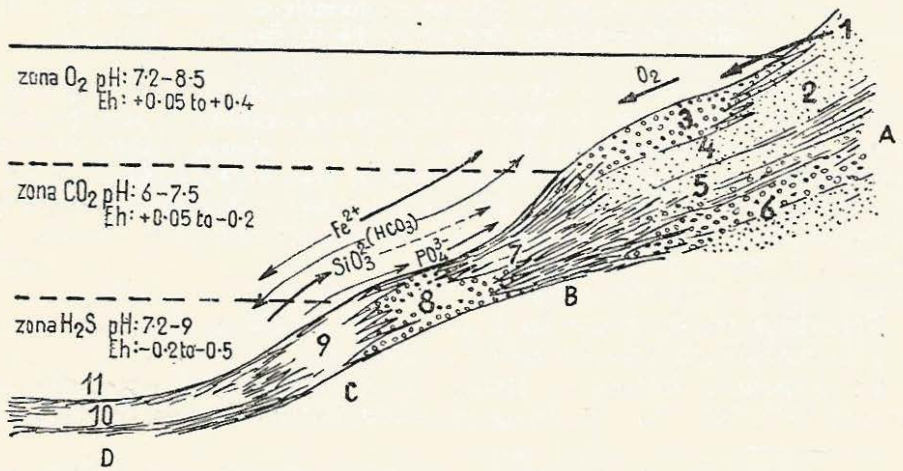


Fig. 3.13. Formele principale de prezentare a fierului în funcție de dinamica apelor ; 1 — detritus de pe continent ; 2 — limonit și granule mari de nisip ; 3 — oolite calcaroase ; 4 — glauconit și granule mici de nisip ; 5 — pietriș calcaros ; 6 — oolite limonitice și granule detritice mari ; 7 — argile feruginoase ; 8 — chamozit ; 9 — cherturi ; 10 — pirită și marne sapropelice ; 11 — conținut ridcat în carbon organic și amoniac ; A — faună bogată de apă aerată ; B — faună restrictivă ; C — faună sărăcită ; D — bentos absent, bacterii abundente. După H. Borchert, 1961.

fierul solubilizat se combină cu SiO_2 dînd chamozitul ; o altă parte se optime de solubilitate a fierului (Eh crescut [1] și pH scăzut [2]) ; o parte din combină cu CO_3 dînd sideritul

$$2HCO_3 + Fe^2 \rightarrow FeCO_3 + H_2O + CO_2$$

Astfel zona cu CO_2 devine zona de maximă solubilitate a fierului zonă în care precipită chamozitul și sideritul (fig. 3.14). O importantă cantitate din fierul solubilizat este antrenat către zona cu O_2 unde va precipita limonitul și glauconitul.

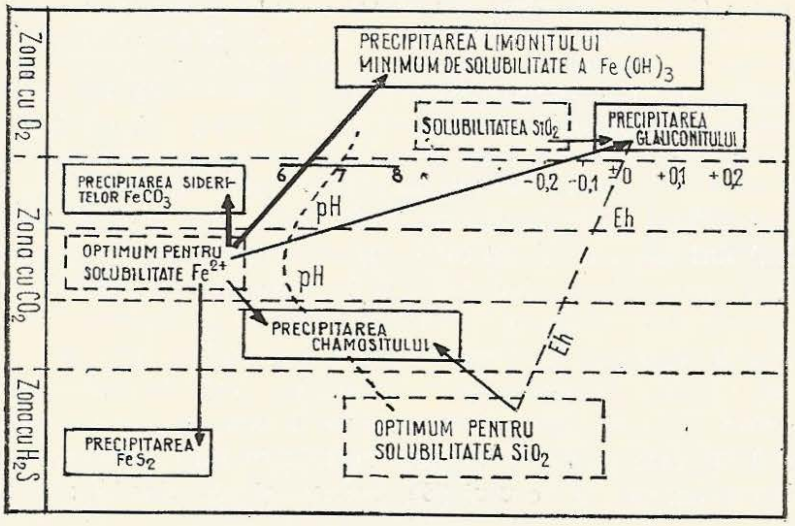


Fig. 3.14. Zona de CO_2 și relațiile cu formele de precipitare și direcțiile de migrare a fierului. După H. Borchert, 1961.

Forma de prezentare a diverselor combinații ale fierului este dependentă de dinamica apelor. În zona cu O_2 agitația maximă a apelor (valuri, curenți) favorizează formarea oolitelor pe care le găsim alături de detritusul organogen și granule grosiere terigene (fig. 3.13 ; 3.14). În zona cu CO_2 dinamica redusă a apelor, permite depunerea argilelor feruginoase și apariția concrețiunilor de chamozit, siderit împreună cu granule fine detritice ; în zona cu H_2S amestecul de mîl și material organic, depuse în lipsa oricărei dinamici a apelor, va da argile negre cu pirită.

Repartiția organismelor va fi și ea influențată de dinamica apelor, dar și de reacțiile chimice din zonele respective.

3.7. *Separarea izotopilor stabili sau izotopilor radioactivi* ai unor elemente (^{16}O, ^{17}O, ^{18}O, ^{1}H, ^{2}H și respectiv izotopii radioactivi ai U, K,

[1] Eh = potențialul de oxido-reducere al apei (= potențial redox) valorile pozitive ale Eh-ului corespund mediilor oxidante, bogate în oxigen, oxidarea făcîndu-se cu pierdere de electroni. Valorile negative ale Eh-ului indică mediu reductor — acid — bogat în hidrogen — reducerea făcîndu-se cu adaus de electroni.

[2] pH = concentrația ionilor de hidrogen, rezultat din disocierea apei la temperatură normală (20°C) indică mediile acide sau alcaline în care au loc procesele de solubilizare sau precipitare a mineralelor. Concentrațiile mici de ioni de hidrogen corespund mediilor alcaline. Limita dintre ele = linia neutră este, ca de altfel toate valorile pH, în funcție de temperatură (valori 6—7).

C^{14}) din mări și oceane, au permis utilizarea lor în stabilirea paleo temperaturilor, descifrării momentelor și duratei evaporării, dinamicii apelor, rata de sedimentare, istoria geologică a oceanelor, etc.

Determinarea paleo temperaturilor mărilor dispărute se bazează pe măsurarea raportului izotopilor stabili ai oxigenului anume: $^{18}O/^{16}O$ din testul organismelor calcaroase de preferință planctonice, bine cunoscute. În 1969 C.V. Grazzini și Y.H. Rosenberg au studiat paleo-temperatura pe baza unor carote din depozitele cuaternate în Mediterana de Est. Autoarele au utilizat în acest scop testurile foraminiferelor Globorotalia inflata, G. truncatulinoides, Globigerina pachiderma, Orbulina suturalis, localizate pe carote între 50—200 m adîncime, precum și cochiliile pteropodului Limaciana.

În rezumat, metoda utilizată și prezentată de autoare se bazează pe compararea izotopilor Oxigenului, izotopi care depind de temperatura apelor în momentul formării testurilor și a depunerii lor pe fundul bazinului. Se calculează după ecuația schimbului izotopilor, stabilită de S. Epstein et col. în 1951, 1953 și modificată de H. Creig în 1955 :

$$t = 16{,}9 \cdot 42 (\delta_e + \partial_w + 0{,}13 (\delta_e - \partial_w)^2 \qquad \text{relația 1}$$

δ_e este diferența între raportul izotopic $^{18}O/^{16}O$ în eșantionul considerat și același raport cu un etalon convențional (un gaz de referință) exprimate după relația :

$$\partial_e {}^{18}O = \left[\frac{^{18}O/^{16}O \text{ eșantion}}{^{18}O/^{16}O \text{ etalon}}\right] - 1 \times 1000 \qquad \text{relația 2}$$

$\delta_w = {}^{18}O$ din CO_2 eșantion la 25°C al apei în care a avut loc precipitarea carbonului analizat și măsurat cu același gaz etalon ca și δ_e.

Raportul izotopic δ_e pe care îl măsurăm depinde deci de temperatura apei (t) și de compoziția sa izotopică (δ_w). Cunoașterea unuia din acești parametri, sau a limitelor lor de variație, permite să se calculeze (prin relația 1) valorile extreme și medii ale celorlalți parametrii.

Valorile crescute ale lui ^{18}O (1,7—3,4‰), arată climat cald ; valorile scăzute (0,8—1,6‰) arată climat glaciar. Pe seama lor s-au stabilit cele 8 episoade glaciare (ultimele 4 aparțin Würmului) și interglaciarele care le separă. Valori asemănătoare au fost obținute în toate oceanele și mările lumii

Separarea izotopilor radioactivi, a permis, prin cunoașterea perioadelor lor de dezintegrare, să se stabilească cronologia fenomenelor geologice și sincronismul lor, precum și rata de sedimentare pe fundurile medii oceanice, comparativ cu pantele și platformele continentale, în corelare cu dinamica plăcilor etc.

Prezentarea sumară a unor procese chimice și biochimice din apele marine nu și-a propus să elucideze problemele chimismului din domeniul marin. Ea poate avea rolul de a atrage atenția asupra modului de formare a unor roci și substanțe minerale utile precipitate în mări și oceane, precum și asupra complexității relațiilor dintre procesele chimice și biochimice, asupra intercondiționărilor care există între factorii fizici și factorii chimici — pe de o parte — și dinamica apelor — pe de altă parte.

4. DINAMICA APELOR MARINE

Mișcarea apelor marine, cunoscută de foarte mult timp prin efectele catastrofice asupra navigației, inundarea orașelor de țărm cu pierderi de vieți omenești etc., reprezintă azi una din cele mai importante surse de energie pe care ingineria maritimă o stăpînește din ce în ce mai ferm.

Mișcarea apelor marine îmbracă trei forme importante : valuri, curenți, maree.

4.1. **Valurile** reprezintă mișcări ondulatorii ale apei de suprafață cu propagare lineară, determinate în special de acțiunea vîntului ; erupțiile vulcanice submarine și cutremurele de pămînt, provoacă valuri puternice, care antrenează întreaga masă de apă și se propagă radiar.

În afara energiei lor, în curs de exploatare, ca energie hidrodinamică, unul din efectele importante ale valurilor îl reprezintă eroziunea și depunerea materialului solid, valurile fiind deci — cel mai important agent de modelare a țărmului.

În zona șelfului intern, valurile sînt provocate de vînt. Energia eoliană se transmite masei de apă prin componenta tangențială a curentului de aer. Primele ondulări ale apei vor ridica creste neregulate ce atenuează efectul presiunii vîntului. Flancul valului expus vîntului, va suporta o presiune mai mare a curentului de aer decît flancul adăpostit, ceea ce face ca moleculele de apă să înainteze în direcția de propagare a vîntului.

În descrierea valurilor idealizate, se iau în considerație caracterele morfologice ale valului (creasta, flancurile, albia) iar în calculul acțiunii valurilor se utilizează : lungimea de undă (L) care reprezintă distanța dintre două creste ; perioada (T), timpul necesar ca o creastă să ajungă în poziția crestei următoare ; viteza fazei (C), numărul de valuri pe secundă = viteza de propagare; amplitudinea valului (H)=distanța de la vîrful crestei la talpa albiei valului; adîncimea apei (h) (fig. 4.1).

Înălțimea valului (H) și perioada lor (T), sînt funcție de viteza vîntului (W), distanța peste care bate vîntul (F) și durata cît bate vîntul (D). Simbolic relația ar fi :

$$H,T = (W\ F\ D)$$

Pentru distanțe mici (1—20 mile) H crește direct proporțional cu viteza vîntului (W), iar perioada (T) crește cu W. Valurile lungi (cu peri-

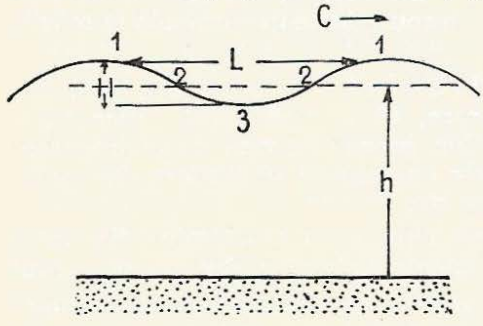


Fig. 4.1. Valuri sinunoidale ; 1 — creasta ; 2 — flancurile ; 3 — albia ; L — lungimea de undă ; C — viteza fazei ; H — amplitudinea ; h — adîncimea.

oade mari) se formează numai acolo unde vîntul mătură distanțe mari. Valuri de dimensiuni maxime sînt descrise în oceanele deschise ale emisferei sudice ; în Oceanul Atlantic de Nord valurile ating amplitudini de 10 m și lungimi de undă de 300 m în Oceanul Pacific de Sud amplitudinea

valului atinge în mod frecvent 16 m și lungimi de undă de 800 m. Tot aici sînt descrise valuri cu lungimi de undă de 2000 m.

4.1.1 *Aspectul valurilor și succesiunea lor.* Primele valuri care se formează sub acțiunea vîntului sînt valuri lente, cu creastă neregulată

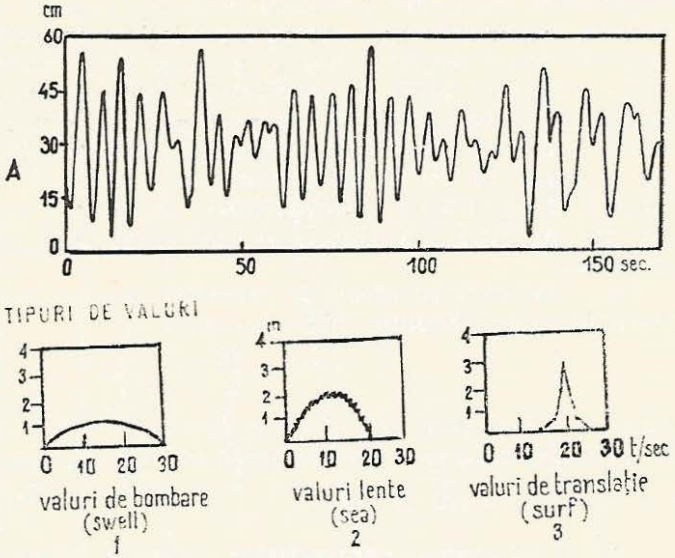


Fig. 4.2. Spectrograma schematică a înregistrării valurilor tipice (A); tipuri de valuri (B). După F. Shepard, 1963.

(sea waves), efectul lor fiind numai de oscilație a apelor; valurile de bombare care le urmează, sînt valuri cu creste largi, amplitudini mici și lungimi de undă mari (swell) efectul lor fiind tot de oscilare; către țărm se formează valuri cu creste înguste, înclinate, cu albia dreaptă, cu amplitudini mari și lungimi de undă și perioadă scurtă (surf), valuri de translație (de drift), efectul lor în transportul apei și al sedimentelor fiind maxim. De obicei ele se succed din zona de formare spre țărm, înregistrarea lor (fig. 4.2 A) redînd fidel amplitudinea și perioada valurilor în succesiunea lor.

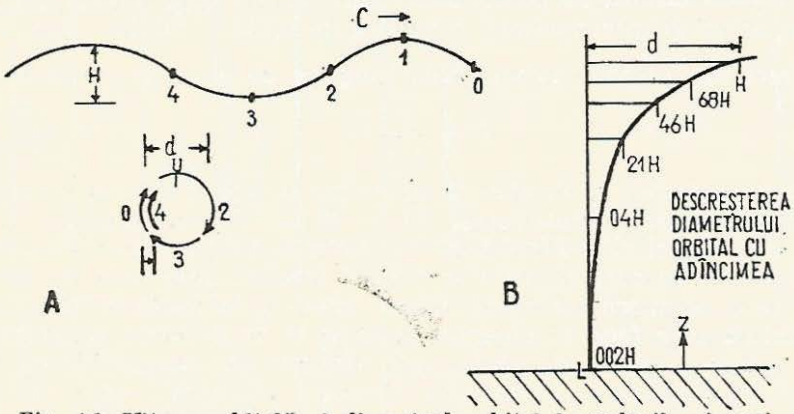


Fig. 4.3. Viteza orbitală și diametrul orbital la valurile sinusoidale; A — traiectoria deschisă a particulelor la suprafață (diametrul orbital este egal cu înălțimea valului); B — descreșterea diametrului orbital cu adîncimea. După F. Shepard, 1963.

Idealizate, valurile sînt de trei categorii : sinusoidale, trahoidale și solitare. Valurile s i n u s o i d a l e (Airy 1845) au amplitudini mari, profil sinusoidal, provocînd mișcarea circulară a apei, diametrul orbital al mișcării apei descrescînd cu adîncimea pînă la atenuarea mișcării, sau cu amplitudini mici care provoacă mișcarea eliptică a apei (fig. 4.3) : toate valurile sinusoidale dau numai o oscilație a suprafeței apei ; în zonele de adîncimi mari amplitudinea valurilor este mare ; valurile t r o h o i d a l e (Stokes, 1847) au amplitudini finite, albiile mai plate, profil asimetric, mișcarea apei fiind mai mult sau mai puțin circulară (orbite neînchise) totdeauna orientată, provocînd curentul de drift, care transportă apa și odată cu ea și sedimentele în direcția de propagare a valului ; valurile s o l i t a r e (Scott-Russel, 1844) apar sub formă de creste izolate, cu amplitudini variabile în funcție de forța rafalelor de vînt care le provoacă.

4.1.2 *Măsurarea efectelor valurilor* presupune aplicarea principiilor hidrodinamice. Ecuația hidrodinamică

$$C^2 = \frac{g}{k} \text{tang. } kh$$

arată că viteza fazei (C) este exprimată ca o funcție a lungimii de undă (L) și a adîncimii apei (h). Intervin în calcul g = accelerația gravitației și $k = \frac{2\pi}{L}$ numărul de undă.

4.1.3. *Măsurarea parametrilor valurilor*. În calcularea energiei transmise de valuri, un prim parametru care trebuie aflat este v i t e z a f a z e i (C) (= rata de propagare). În apele adînci ea poate fi exprimată ca o funcție a perioadei valului (T)

$$C = \frac{g}{2\pi} T$$

Ecuația se modifică pentru apele cu adîncimi intermediare, pentru ape puțin adînci sau pentru zonele apropiate de țărm (tabel 4.1).

L u n g i m e a d e u n d ă (L), implicată în direcția de transport a apei și a materialului de pe substrat, variază din zona adîncă spre țărm. În apele adînci și intermediare lungimea de undă a valului poate fi obținută direct din relația vitezei fazei, lungime de undă și perioadă $C = \frac{L}{T}$

$$L = \frac{g}{2\pi} T^2$$

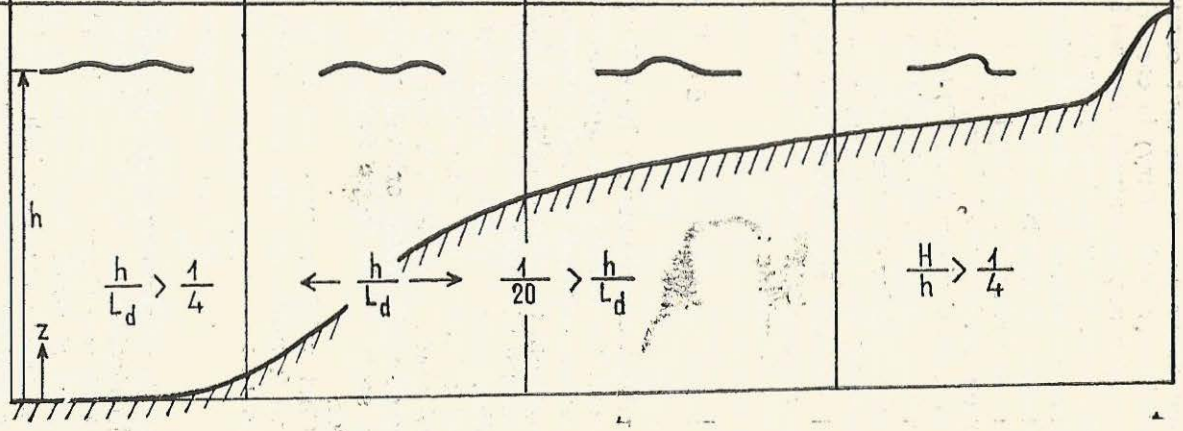
Modificările ecuației în funcție de adîncime se aplică corelat cu scopurile avute. Dacă se pot admite erori de 5—10% calculul lungimii de undă pentru zone adînci și intermediare se aplică și zonelor de mică adîncime.

Urmărind un corp plutitor în timpul trecerii unei serii de valuri, se observă că el se mișcă înainte și înapoi, în sus și în jos înregistrînd o mișcare orbitală care face ca obiectul plutitor să se întoarcă aproximativ în aceeași poziție. Traiectoria plutei este aproape un cerc închis cu diametrul egal cu înălțimea valului (H). Calculul v i t e z e i o r b i t a l e (u_m) este dat de circomferința cercului H împărțită la perioada undei (T).

$$u_m = \frac{\pi d}{T}$$

Tabel 4.1.

	ape adînc.	intermediare	ape puţin adînci	aproape de ţărm
Viteza fazei(C)	$\frac{g}{2\pi} T$	$\left[\frac{g}{K} \text{tang.} kh\right]^{1/2}$	$\left[gh\right]^{2}$	$\left[g(h + H)\right]$
Lungimea de undă (L)	$L = \frac{g}{2\pi} T^2$	$L \left[\text{tang.} k_d h\right]^{1/2}$ →		C.T.
Viteza orbitală maximă (u_m)	$\frac{\pi d}{T}$ →		$\frac{1}{2} \frac{H}{h} C$	$U_{m.o} = \frac{1}{3} \frac{H}{h} C$
Diametru orbital (d)	Suprafaţă $d=H_d$ fund $d_o = 0$	$d_2 = H \frac{\cos.K,z}{\text{Sin } Kh}$	$d_z = \frac{H}{k\,h}$	$d_o = \frac{3}{2} H$
Înălţimea(H) valului	H_d	$H_d \left[\frac{C_d}{2\,C_n}\right]^{1/2}$	$\frac{H_d}{\left[4\,k_d\,h\right]^{1/4}}$	$0\,32\,H_d \left[\frac{L_d}{H_d}\right]^{1/3}$



în care H = d (diametrul orizontal al orbitei). Înlocuirea lui H cu d se impune deoarece orbitele sînt cercuri închise numai în cazul valurilor sinusoidale (valurile Airy) la care H = d : în apele puțin adînci orbitele sînt eliptice atît la valurile sinusoidale cît și la cele trahoidale (valurile Stokes) încît H nu mai este egal cu d ; diametrul orizontal are valoarea maximă, el intrînd în calculul vitezei orbitale. Orbitele eliptice fac ca particulele să avanseze încet în direcția de propagare a undei, dînd curenți de drift și în acelaș timp deplasînd materialul de pe substrat. Pentru apele puțin adînci formula se modifică intervenind în calcul adîncimea apei (h) și viteza fazei (C) (tabel 4.1).

Viteza orbitală este funcție de d i a m e t r u l o r b i t a l (d), care în cazul orbitelor circulare este egal cu înălțimea valului (H), dar el scade exponențial cu distanța sub suprafața apei (fig. 4.3), avînd valori de numai 4% din H, la jumătate din lungimea de undă la suprafața apei. Dacă la suprafață d = H_d în zonele profunde d = O. Diametrul orbital este dat de relația :

$$d = H \frac{\cos k z}{\sin k h}$$

Este relația cu cele mai multe aplicații în problemele de transport al sedimentelor. Un exemplu de aplicare a acestei ecuații îl putem avea comparînd viteza orbitală și deplasamentul asociat pentru două valuri diferite. Presupunem că ambele valuri au înălțimea egală cu 2 picioare [1] și parcurg 50 picioare din adîncimea apei, dar primul val are perioada (T) de 5" și al doilea de 10" Pentru primul val valorile obținute sînt 0,3 picioare diametrul orbital și 0,2 picioare/secundă pentru viteza orbitală maximă pe fundul apei ; al doilea val are diametrul orbital 2,2 picioare și 0,7 picioare/secundă viteză orbitală maximă pe fundul apei. Primul val nu va mișca sedimentele de pe fund, al doilea va putea mișca chiar nisipul grosier.

Cînd valul parcurge ape puțin adînci, diametrul orbital pe fundul apei va fi totdeauna mai mare decît înălțimea valului. În acest caz ecuația devine :

$$d = \frac{K h}{H} \text{ iar în apropierea țărmului } d = \frac{3}{2} H$$

efectul de eroziune va fi remarcabil în zona de țărm.

În clasificarea valurilor, a fost descris separat valul s o l i t a r care constă dintr-o singură creastă izolată ce parcurge o albie a valului infinit lungă și plată. Particulele de apă fac o pauză pînă la trecerea în creasta valului următor. Viteza orbitală a valului solitar descrește la 1/2 de la suprafață la fundul bazinului, iar viteza orbitală se urmărește numai în direcția de propagare a valului (fără mișcarea de întoarcere = viteza albiei) ; ca urmare mișcarea pe fundul bazinului este de du-te-vino.

Efectele valului solitar se pot observa și în zona de spargere a valurilor în care mișcarea de drift la suprafață este evidentă, apele fiind împinse spre țărm. Pe fund, mișcarea este înapoi (ca efect al refracției valului de către țărm) ; supraînălțarea apei în zona de spargere a valuri-

[1] piciorul (foot, feet) = 0,3048 m.

lor (surf) și curentul înapoi asociat nu sînt constante ci pulsatorii, ca urmare a succesiunii unei grupări de valuri înalte, urmate de valuri joase. Această pulsație a curgerii înapoi este numită bătaia surfului.

4.1.4 *Valurile de spargere* apar cînd raportul înălțimea valului (H) adîncimea apei (h) este mai mic decît 1 (aproximativ 0,6 H = 0,6). Forma de spargere a valului este influențată de vîntul suplimentar, de vîntul opus, sau de panta substratului. Au fost identificate trei tipuri de spargere a valurilor :

Tabel 4.2.

Tipuri de spargere a valurilor : cauze și efecte

Tipuri de spargere	Cauza	Modul de manifestare
Prin cufundare (= plunging)	Vînturi opuse	Înălțime bruscă, spargere pe flancul opus, cu zgomot
Prin vărsare (= spilling)	Vînturi suplimentare	Valuri abrupte cu creasta ascuțită, înălțare și spargere gradată, pe toată creasta, pe ambele francuri
Prin talaz (= surging)	Țărm abrupt, substrat cu pantă pronunțată	Valuri foarte înclinate, spargere pe flancul invers, valurile tălăzuiesc pe suprafața plajei

Efectul diverselor tipuri de spargere a valurilor este diferit. Ajunse pe plaje, valurile de spargere, spală țărmul (fig. 4.4) (zona de swash) ; intensitatea maximă o au la baza bermei ; de aici o parte din apă adusă

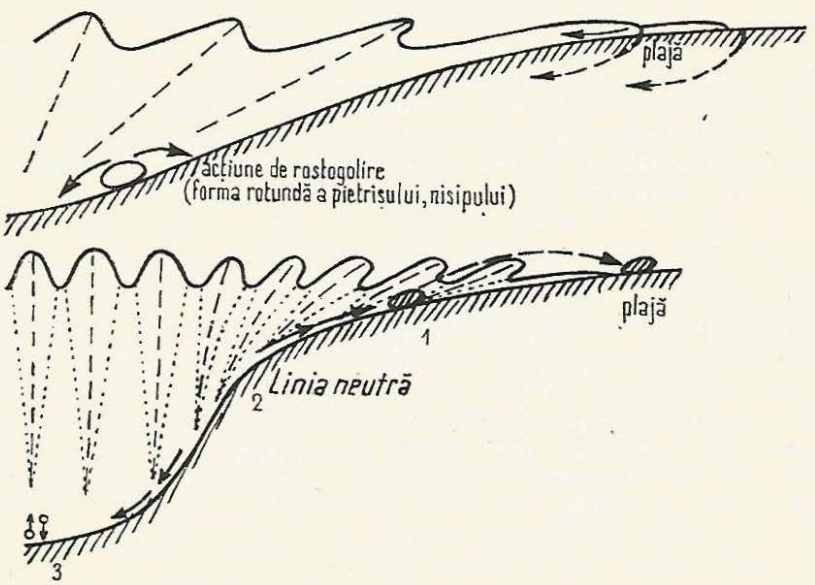


Fig. 4.4. Acțiunea și sensul de deplasare al valului la țărm ; 1 — valul aruncă la mal sedimentele ; 2 — linia neutră ; 3 — material în suspensie. După E. A. Pora și I. Oroș, 1974.

de val, avansează spre creasta bermei formînd curentul de avansare (uprush); apa deplasată pe plaje are o componentă care se infiltrează și alta care se va întoarce spre larg = curentul de întoarcere (backwash).

În decursul propagării lor, valurile își schimbă parametrii. Transformarea valurilor se face atunci cînd valurile sinusoidale și trohoidale pătrund în ape puțin adînci; viteza și lungimea de undă scad, înălțimea și abruptul valului cresc, pînă cînd succesiunea de valuri constă din creste ridicate separate de albii relativ plate; numai perioada valului rămîne constantă. Transformarea valului începe atunci cînd adîncimea apei este 1/4 din lungimea de undă a valului. Procesul de înălțare a valului este accelerat încît valurile de spargere pot fi de cîteva ori mai înalte decît valurile din ape adînci.

Zona de înălțare a valurilor poate conserva sau transmite energia. Energia unui val de apă adîncă este astfel distribuită în zona de transformare a valului: jumătate, la înălțarea valului, cealaltă jumătate cinetică este asociată cu mișcarea orbitală a particulei de apă, care poate antrena și particulele solide.

4.1.5 *Reflecția, refracția și difracția valurilor.* Pe parcursul propagării lor, dar mai ales în zona de țărm, valurile suferă fenomene de reflecție, refracție și difracție care măresc efectul de energie, mai ales în apele puțin adînci.

Energia valului reflectat de un țărm, crește cu înălțarea pantei fundului și se poate apropia de întreaga energie a valului incident cînd valurile sînt joase și reflectate de un perete vertical.

D i f r a c ț i a rezultă din scurgerea de energie de-alungul crestei valului într-o direcție în unghi drept cu direcția de propagare a valului. Difracția devine mecanism important de transfer de energie, cînd valurile sînt înalte.

R e f r a c ț i a valului este procesul prin care direcția de mișcare a valului se schimbă cu adîncimea apei. Crestele valului tind să devină paralele cu izobatele. Energia se difuzează de-a lungul crestei valului, creasta valului scade, efectul este uniform de-a lungul crestei. În dreptul canioanelor, valurile se curbează avînd aspect divergent, creasta valului apare concavă spre țărm.

În succesiunea valurilor dinspre larg (zona de formare) spre țărm, efectul valurilor asupra sedimentelor este diferit: valurile sinusoidale (tip „sea" și „swell"), se transmit sub formă de undă sinusoidală pînă la substrat, unde prin saltație, ridică particulele, unele dintre ele rămînînd în suspensie (fig. 4.4). Valurile trohoidale (tip „surf"), din zona de țărm, transportă prin rostogolire și prin saltație, aruncînd materialul spre (la) țărm. Sub o anumită adîncime care depinde de panta și forța valului de spargere, sedimentele și organismele stau pe loc, nu sînt antrenate nici spre țărm nici spre zone mai adînci, delimitînd „linia neutră", în care mișcarea este de du-te-vino; materialul detritic sau fragmentele de cochilii sînt puternic rulate.

Acțiunea valurilor depinde de abruptul valului care reprezintă expresia raportului dintre amplitudinea valului și lungimea de undă H/L.

Trecerea de la valuri cu amplitudine mare la valuri cu amplitudine mică, face ca materialul de pe plaje să fie îndepărtat spre larg și depus în zona de spargere a valurilor, unde se formează bariere de nisip.

Din contră, valurile largi, cu lungime de undă mare și amplitudine mică, transportă materialul dinspre larg spre țărm, ducînd la mărirea plajelor, panta subacvatică din zona de țărm, crește.

Valurile înalte, cu amplitudine mare și lungime de undă mică, erodează plaja și transportă materialul spre larg ; panta subacvatică se micșorează.

Valurile abrupte (tip „surf"), provoacă o mișcare de du-te vino a materialului pe o distanță limitată, fără un transport net (fig. 4.4).

Particulele libere sînt transportate prin tîrîre, pe trasee lineare, cînd viteza de transport a valurilor (sau a curentului) este foarte mare.

Dacă viteza de transport este mai mică decît viteza valului (sau a curentului) particulele se deplasează prin rostogolire. F. Ottman (1959) a arătat experimental că granule de 5 mm prinse într-un curent de 50 cm/sec, se deplasează cu 30 cm/sec.

Dacă acțiunea gravitației este local întrecută de viteza valului sau a curentului, transportul se face prin saltație. Înălțimea pe care o ating particulele în saltație, depinde de greutatea specifică a particulelor, de densitatea și vîscozitatea lichidului. Viteza de deplasare a particulei este mai mică decît viteza curentului. Uzura elementelor este puternică datorită șocurilor repetate. Saltația are loc în mediile turbulente și antrenează particulele de dimensiuni intermediare între cele purtate prin tîrîre și prin suspensie.

Cînd componenta verticală a mișcării apei, întrece viteza de sedimentare a particulelor, transportul se face prin suspensie. Particulele aflate în suspensie sînt pasive față de curent, fiind influențate numai de schimbarea direcției curentului, cînd o parte din încărcătura apei se depune. Suspensia depinde de densitatea, volumul și forma particulelor, precum și de densitatea și vîscozitatea apei.

În timpul transportului, sortarea materialului se face după greutatea specifică, ea realizîndu-se în general pînă la 10 m adîncime. Retragerea apelor lasă o peliculă de minerale grele cu diametre mici spre țărm și mai mari, deplasate prin rostogolire, spre larg. Le putem găsi la adîncimi de peste 10 m datorită variației liniei țărmului, atît în timpurile istorice, cît și în cele geologice.

4.2. **Circulația apei în zona de țărm.** Mișcarea orbitală a unei particule de apă în timpul trecerii unui val, traversează o curbă deschisă care produce avansarea gradată a particulei de apă în direcția propagării valului. Succesiunea propagării valurilor, va deplasa prin translație, o masă de apă care va forma c u r e n ț i i d e d r i f t.

4.2.1 *Curenții de drift,* au aceeași direcție de propagare ca și direcția de deplasare a valurilor. Ei se manifestă în zona litorală, anume în zona de spargere a valurilor (zona de surf). Volumul de apă descărcat în direcția de propagare a valurilor, creează un curent de drift la suprafață, un curent de drift pe fundul bazinului și un curent de întoarcere la mijlocul apei.

4.2.2. *Curentul sublitoral* (longshor) și curentul de retur (rip). Dacă direcția vîntului (care stîrnește valurile) nu este perpendiculară pe linia țărmului, descărcarea apei va da o componentă în lungul țărmului, curen-

tul sublitoral (componenta longshore) cu viteze crescînde pînă la un prim obstacol (al liniei de țărm sau o barieră de nisip submersă), unde curentul

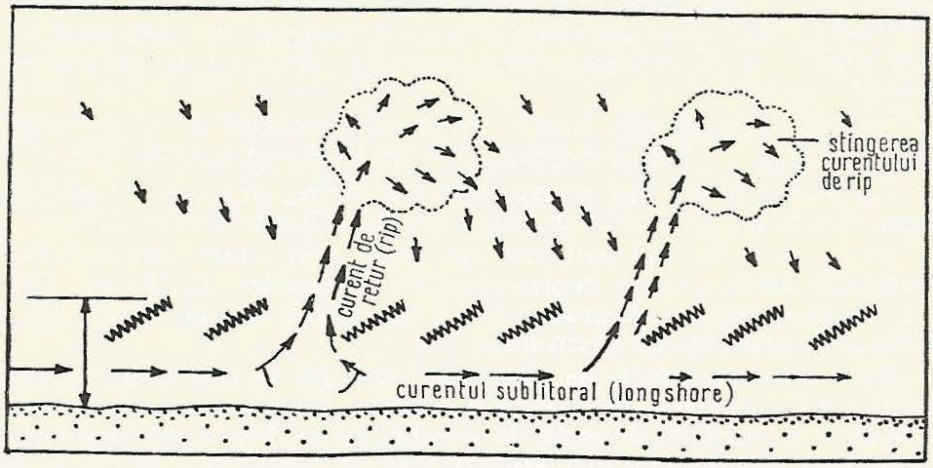


Fig. 4.5. Sistemul de circulație la țărm și termenii utilizați.

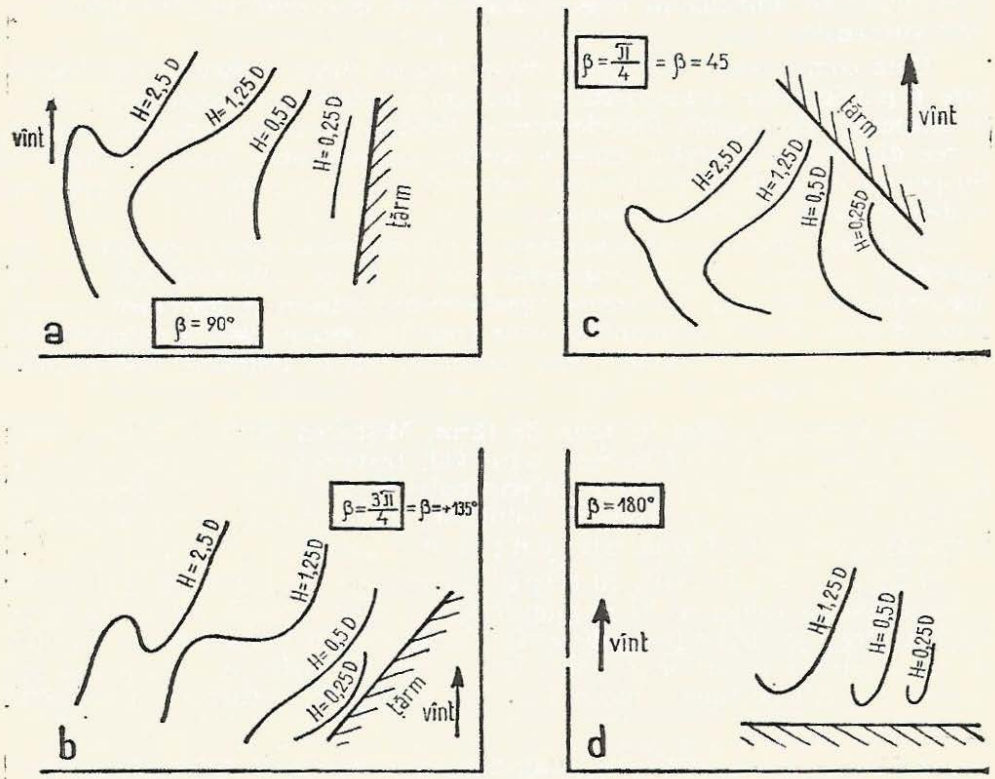


Fig. 4.6. Relația dintre direcția vîntului și orientarea curenților de derivă din zona litorală. După Lacombe, 1965.

se îndreaptă spre larg, dînd un curent de retur (curentul rip) (fig. 4.5). cel mai periculos pentru scafandri autonomi.

Transportul apei spre țărm (curentul de drift), transportul în lungul țărmului (longshore) și din nou spre larg (rip curent), alcătuiesc un sistem unitar de circulație a apei în zona litorală, cu manifestare periodică, provocat de succesiunea valurilor înalte — valuri joase, ceea ce face ca nivelul apei să crească sau să scadă în zona de spargere a valurilor, unde începe descărcarea surplusului de apă.

Poziția curentului de rip este dependentă de morfologia subacvatică, configurația plajei, amplitudinea și perioada valurilor.

Curenții de derivă, datorați acțiunii vîntului, care în afara formării valurilor, reușesc să deplaseze o cantitate importantă de apă spre țărm. Direcția lor este dependentă de orientarea constantă a vîntului. Unghiul pe care îl formează direcția vîntului cu țărmul (β) va influența cantitatea de apă antrenată spre țărm, sau antrenată dinspre țărm spre larg.

În felul acesta curenții de derivă pot provoca afluxuri de apă spre țărm ($\beta = 45°$ $\beta = 90°$) sau pot provoca refluxuri ale apei ($\beta = 135°$ $\beta = 180$). Orientarea valurilor de aflux sau de reflux, va fi diferită după grosimea păturei de apă (fig. 4.6).

Manifestarea curenților de derivă nu este constantă, ei fiind condiționați de direcția și intensitatea vîntului. Acțiunea lor asupra dinamicii sedimentelor se resimte pînă în zona externă a selfului.

În afara vîntului care provoacă valurile, curenții de drift și curenții de derivă, cu efecte maxime în zona internă a platformelor, atracția lunei și a soarelui asupra Pămîntului, este responsabilă de fenomenul mareic și curenții mareici, care au de asemenea efecte majore pe platformele continentale.

4.3. Mareele și curenții mareici

4.3.1 *Fenomenul mareic.* Mareele, reprezintă mișcări ritmice ale apelor oceanice și marine manifestate la intervale de 12 sau 24 ore, provocate de atracția gravitațională dintre Soare—Pămînt, Lună—Pămînt.

Mareele coincid momentului de trecere a lunii la merdianul locului care are loc în 24 h 50′. Atrase de lună, apele se ridică la meridianul locului (M), declanșîndu-se mareea (fig. 4.7.). În partea opusă (M′) forța de atracție a lunii (p′) se micșorează, formîndu-se sau nu, contramareea.

Dacă Pămîntul, Luna și Soarele, sînt pe aceeași linie, atracția Lunii coincide cu atracția Soarelui, provocînd mareea maximă (sizigie). Cînd axa Pămînt-Lună este perpendiculară pe direcția Soarelui, este momentul de atracție minimă care dă și o maree minimă (quadratură) (fig. 4. 7).

Valoarea mareei variază și după poziția geografică ; în larg înălțimea mareei maxime este de 60 cm ; la țărm, înălțimea maximă a mareei, poate atinge, la sizigie, 16 m. Mareea este influențată de raportul uscat-apă ; pe platoul continental, unde volumul de apă este redus, mareea are valoarea maximă. Mișcarea apelor de către maree, provoacă în zonele de platformă, curenți mareici.

4.3.2. *Curenții mareici,* pot fi :

— curenți rotativi, manifestați în largul șelfului ;

— curenți rectilinii, manifestați în apele costiere ;
— curenți hidraulici, manifestați la gura canalelor mareice

Curenți rotativi, bine vizibili în mările epicontinentale semiînchise, imprimă apei o mișcare de rotație, în sens invers față de rotația Pământului (mareele joacă un rol de frînă în rotația Pământului). Punctele

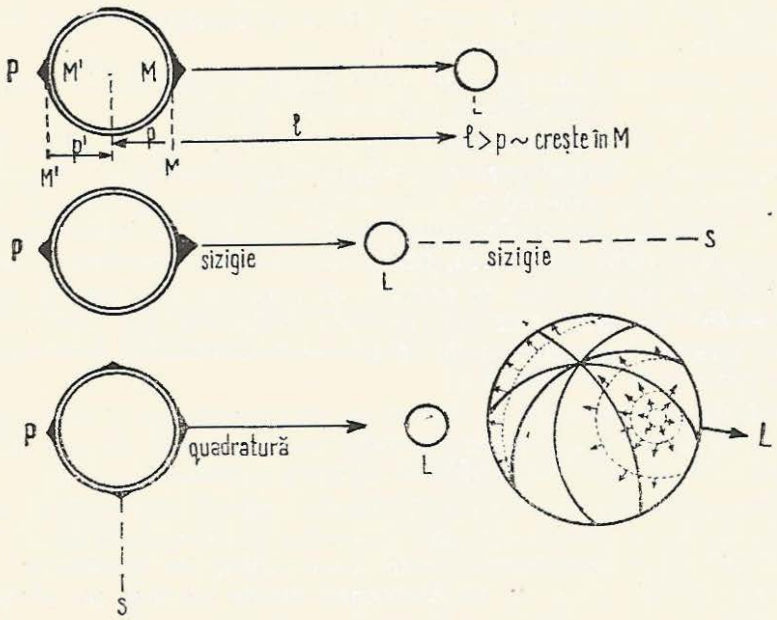


Fig. 4.7. Explicarea fenomenului mareic ; P — conul mareic ; M, M' — meridianul locului ; p — forța de atracție a Pământului. După D. J. P. Swift, 1969.

din largul mărilor către care converg valurile mareice se numesc amfidrome (Ad) ; punctele afectate, la aceiași oră de fluxul mareic se numesc cotidale (fig. 4, 8). Modificările care apar în orientarea fluxului mareic se datoresc topografiei fundului țărmului. În punctele amfidrome, apa nu se ridică nici nu coboară, dar valoarea curentului mareic este maximă. Amplitudinea mareei crește cu depărtarea de punctele amfidrome, iar viteza curentului scade. Curenții rectilinii, din zona de țărm, se datoresc afluxului de apă aduse de valul mareic.

4.3.3. *Morfologia țărmului cu maree.* Materialul antrenat prin tîrîre sau suspensie este depus în lungul țărmului sub forma unei bariere de nisip (barajul longshore) care are rolul de a micșora efectul distructiv al valului mareic. Între barieră și țărmul propriu-zis, se conturează un șanț în lungul țărmului. Fluviile care se varsă în mările cu flux și reflux puternic, de regulă nu formează delte (fig. 4. 9.).

În cazul mareelor joase, fruntea țărmului este spălată de valurile mareice și transformată într-o terasă de maree, limitată spre

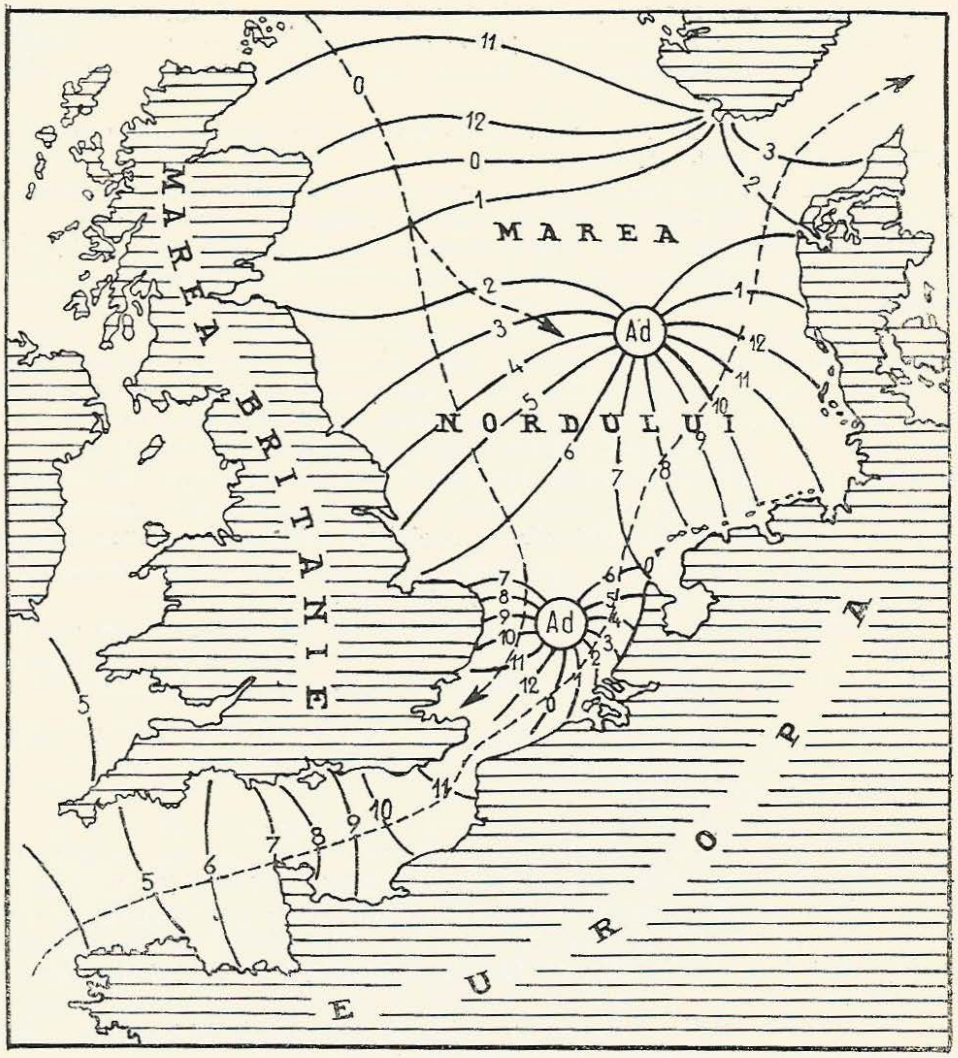


Fig. 4.8. Curenți mareici rotativi ; Ad — amfidrom ; 1, 2, 3... coridale. După D. J. P. Swift, 1969.

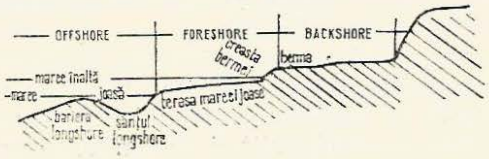


Fig. 4.9. Morfologia țărmului mareic. După F. Shepard, 1963.

continent de un povîrniș din fața țărmului (creasta bermei) ; pentru această zonă se utilizează termenul de țărm din față (foreshore). Terasa poate rămîne emersă 3 ore. Dacă mareea este înaltă, ea va spăla o nouă

zonă de țărm mai ridicată, depășind creasta bermei și formînd o nouă terasă mareică (backshore) care poate rămîne emersă 6 ore. La sizigie, mareea va izbi în povîrnișul din spatele țărmului ; emersia acestei zone este de 11 ore.

Pentru zonele de larg, nepăsăsite de ape în timpul refluxului, se utilizează numirea de offshore.

Zona în care se manifestă quadratura este numită zona circalitorală (zona de maree scăzută = infralitorală = infratidală, subtidală), spre deosebire de zona de maree înaltă numită zona mediolitorală (= intertidală) și de zona de maree la sizigie numită zonă supralitorală (= supratidală).

În întreaga zonă intertidală se manifestă curenții mareici longitudinali, săpînd canale longitudinale, cîmpii mareice (terase) separate prin povîrnișuri relativ abrupte. Curentul mareic poate atinge 1 milă pe oră provocînd structuri ripplate, dune de nisip sau insule bariere. Pe cîmpiile tidale se acumulează mîluri (argilă și silt) sau nisipuri fine cu structură încrucișată. În șanțul din fața țărmului (longshore) se acumulează mîluri și nisipuri cu stratificație ondulată. În zona supratidală și tidală se pot instala mlaștini sărate, faciesuri sabkha (în climat cald și arid),intercalații de cărbuni, pot apare lamine sau noduli stromatolitici, stratificație gradată sau structuri de eroziune.

În estuare sau la gura rîurilor, amestecul de apă dulce și apă marină provocat de maree dă fenomenul de floculație (particulele argiloase se aglomerează sub formă de agregat și se depun pe fundul estuarului, putînd duce la colmatarea lui).

Curenții rectilinii de maree formează bancuri rectilinii sau de formă parabolică în estuare, cunoscute sub numele de „dopuri mîloase" care duc la blocarea porturilor.

Uneori curentul de maree, în estuare, este urmat în amonte de un val lung de deferlare, cunoscut sub numele de „bora" care face ca apa marină să înainteze pe fluviu în sens invers curgerii fluviului. Pe Sena, valul de deferlare numit „mascaret" are 1,5 m înălțime ; pe Amazon, poartă numele de „pororoco", are înălțimea de 7 m. Efectele lor sînt inundațiile cu depuneri imense de mîl ; pe fluviile amenajate sînt utilizate pentru transport.

Repartiția actuală a estuarelor, coincide cu rețelele hidrografice cele mai dense (zona temperată, ecuatorială).

4.4. **Curenții de turbiditate** se caracterizează prin apariție și manifestare sporadică, fiind legați de zonele instabile cu sedimente neconsolidate. Pot fi provocați de seisme, curenți mareici, alunecări gravitaționale la marginea taluzurilor, trecerea unui submersibil, operația de recoltare a probelor etc.

Caracteristica principală a lor este transportul materialului în suspensie (curenți turbizi) motiv pentru care ei pot fi tratați, în egală măsură la capitolul „dinamica sedimentelor". Suspensiile turbulente sînt date de nisip, silt și argilă. Ei se propagă pe fundul apelor sub formă de limbă (fig. 4. 11). Viteza minimă pentru a permite transportul în *suspensie este de 50 cm/sec.* Pierderea bruscă a încărcăturii de suspensii duce la apariția turbiditelor și favorizează apariția structurilor direcționale pe suprafața inferioară a turbiditelor.

După declanșare, viteza curentului crește putînd să ajungă pînă la 90 m/sec (autoaccelerare). Pierderea încărcăturii duce la scăderea vitezei. La 25 cm/sec, începe stingerea curentului turbid ; o nouă pulsație poate duce la o nouă încărcare cu suspensii, autoaccelerare și depunere, ceea ce explică ritmicitatea depunerilor turbiditice.

Există și curenți normali care au capacitatea de a transporta suspensii în zona imediat alăturată frecării apei pe fundul bazinului. Cele mai multe date referitoare la curenții turbizi se datoresc lui Menard și Ludwick (1951), Cousteau (1955), Dangeard (1961) care a utilizat batiscaful pentru a studia activitatea curenților turbizi și lui Picard (1970) care, cu ajutorul unui mezoscaf, a stabilit parametrii fizici ai curenților turbizi și diferențele acestora față de curenții normali.

Menard și Ludwick (1951) bazați pe variația pe verticală a densității curenților turbizi au descris trei tipuri :

— curenți de fund (= boottom flows), foarte dansi ;

— curenți intermediar (= intern flows), densi ;

— curenți superiori (= over flows) mai puțin densi (fig. 4. 11) ;

4.4.1. *Deosebirile dintre curenții turbizi și cei normali* sînt date de următorii parametrii :

— viteza curenților normali poate ajunge la 0,5—20 m/sec, în timp ce curenții turbizi pot atinge 90 m/sec. La curenții normali, viteza este egală, sau relativ egală, pe tot traseul lor, în timp ce curenții turbizi se autoaccelerează și se sting.

— gradul de turbiditate al curenților normali este scăzut, iar la curenții turbizi este foarte ridicat ;

— salinitatea curenților normali este deosebită (mai mare sau mai mică) decît a mediului prin care curg ; curenții turbizi au aceiași salinitate cu a apei prin care curg ;

— natura materialului transportat de curenții normali este foarte diferită el fiind anternat de pe toată suprafața parcursă de curent ; curenții turbizi poartă o încărcătură mai puțin variată, aria de antrenare a materialului fiind limitată.

— dimensiunile particulelor arată o foarte lungă sortare a materialului de către curenții normali, în timp ce materialul turbiditic este nesortat ;

— răspîndirea materialului este uniformă, pe tot traseul curentului normal, la curenții de turbiditate este răspîndită în evantai ;

— manifestarea curenților normali este continuă și constantă, pe cînd la curenții de turbiditate este discontinuă, spasmodică.

4.4.2. *Turbiditele* actuale sau fosile, ca efect al procesului de depunere al curenților turbizi se caracterizează prin stratificație regulată pe distanțe relativ mari (10.000 km^2 în cîmpia abisală din golful Mexic = = Sigsbee), grosimea turbiditelor variind de la 5—80 cm. Manifestarea spasmodică a curenților duce la depunerea alternanțelor ritmice de depozite alohtone (turbidite) și autohtone (planctonice) încît rimicitatea este una din caracteristicile importante ale turbiditelor. Depunerea foarte rapidă a suspensiilor, face ca stratul din bază să fie relativ puțin compactizat, păstrînd frecvent urmele activității organismelor (bioglife) pe partea lor inferioară, precum și urme ale dinamicei sedimentelor (meca-

noglife). În lungul traseului curenților turbizi pot apare vîrtejuri ascendente care, menținînd suspensiile, nu vor permite sedimentarea (zone cu lipsă de depunere).

Depunerea suspensiilor este influențată de gradul de turbulență de viteza curentului și înclinarea pantei ; scăderea acestor parametrii provoacă depunerea.

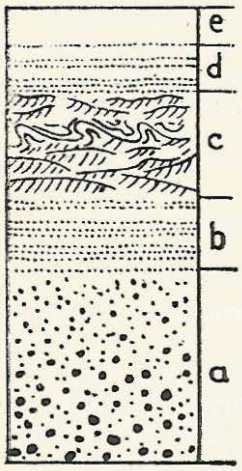


Fig. 4.10. Secvența completă a unui depozit de tip turbid ; a — secvența cu material grosier granoclasat ; b — secvența inferioară cu laminație paralelă ; c — secvența cu laminație oblică sau convolută ; d — secvența superioară cu laminație paralelă ; e — secvență cu material fără structură vizibilă. După A. Bouma, din X Le Plchon, 1976.

Pe pante cu înclinare medie, curenții de turbiditate au funcții diferite ; în partea frontală au funcția de eroziune, în partea medie au funcție de transport iar în partea terminală au funcți de depunere. Pe pante abrupte, au funcție de eroziune pe tot parcursul, iar pe pante slab înclinate, se manifestă doar acțiunea de depunere. Materialul antrenat de curenții turbizi reprezentat prin fragmente de roci, (galeți medii, nisipuri fine 1—0,1 mm, siltite 0,1—0,01 detritus cochilifer, granule de pirită, gluconit, mică și feldspat, se va depune în ordinea greutății lor specifice, realizîndu-se o granoclasare repetată. Limita inferioară a secvenței turbiditice este netă în timp ce partea superoară trece gradat în secvența planctonică. Transportul materialului prin saltație și suspensie, realizează o laminație orizontală în cadrul secvenței turbidice, marcată prin diferența de dimensiuni a particulelor, variația conținutului în mică, prezența materialului cărbunos, sau a materialului argilos. În timpul transportului, se realizează o sortare moderată-bună a granulelor după dimensiuni, greutate specifică și formă, cele rotunjite fiind primele care se depun, cele angulare fiind transportate pe distanțe mai mari.

Laminația oblică poate însoți laminația orizontală în cadrul unei secvențe turbiditice. Sensul de înclinare în laminația oblică, coincide sensului de curgere al curentului turbid. Schimbarea laminației orizontale în laminație oblică, se datorește modificării ritmului de transport (fig. 4. 10).

Laminația convolută apare în structura internă a secvenței turbiditice sub formă de lamine cutate, puse adesea în evidență prin contrastul de culoare. La partea superioară și inferioară este limitată de

secvențe cu laminație orizontală sau oblică. Amplitudinea cutelor este dependentă de grosimea stratului și de dimensiunile particulelor. Explicarea laminației convulute este mai dificilă ; ea poate fi provocată de alunecări postdepoziționale, de distribuția inegală a presiunilor, sau de reașezarea postdepozională a granulelor care poate duce la deformarea stratificației inițiale.

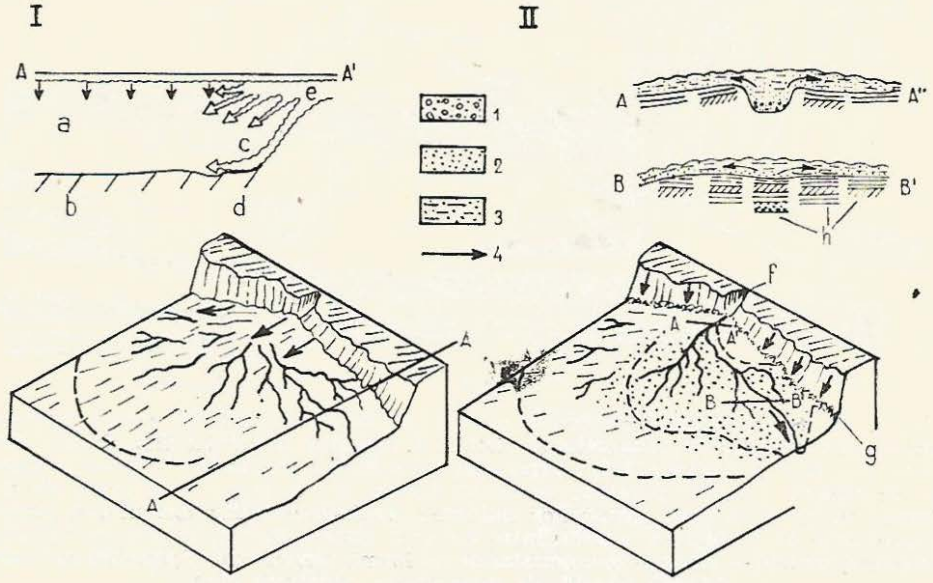


Fig. 4.11. Model de sedimentare hemipelagică și turbiditică : secțiunile A—A' și B—B' arată distribuția sedimentelor ; 1 — pietriș ; 2 — nisip ; 3 — silt și nisip ; 4 — direcția curentului ; a — depuneri pelagice ; b — argile biogene ; c — curenți turbizi de fund ; d — argile siltice terigene ; e — curenți turbizi de suprafață și intermediari ; f — canion utilizat de curentul turbid ; g — baza pantei ; h — secvențe ale depozitului turbid. După D. J. Stanley, 1978.

Adîncimea de formare a turbiditelor nu are limite. Se cunosc turbidite actuale la adîncimi mari de peste 1000 m (în Bermude la 4500 m adîncime), cu caracter uniform de sedimentare, ritmicitate, granoclasare, sărăcie în faună (urme de virmi, gasteropode care suportă deficit de oxigen, cochilii sparte, transportate din zona de platformă (moluște, echinoderme, fragmente de alge incrustante) (fig. 4.11, fig. 4.12). Secvențele turbiditice sînt cu atît mai incomplete cu cît se depun mai departe de albiile centrale.

Se cunosc de asemenea turbidite la adîncimi mici (50 m adîncime de formare a turbiditelor actuale din Delta Ronului). Unele turbidite fosile din faciesul de fliș din Carpați și Pirinei, au urme de pași de păsări sau de mamifere (căprioare) ceea ce dovedește posibilitatea de formare a turbiditelor în zona de țărm. Cauza curenților turbizi din asemenea zone este apariția furtunilor din zona selfului intern.

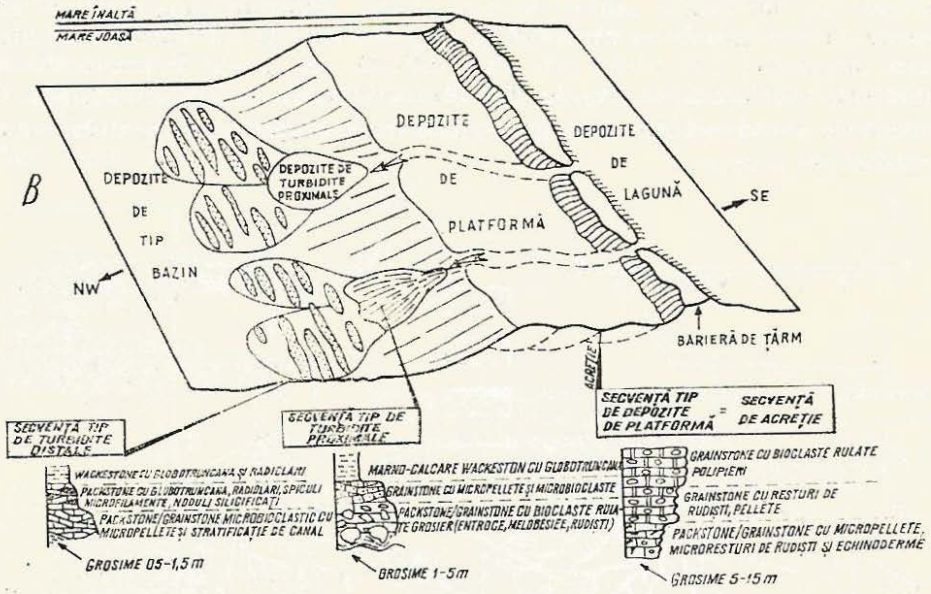


Fig. 4. 12. Succesiunea faciesurilor marine de la țărm pînă în zonele profunde amplasarea turbiditelor proxinelor și distala. A. turbidite dentritice B. turbidite calcaroase (din ELF Aqutaine, 1977) ; explicația termenilor : grainstone — calcare granular cu ciment sparitic ; pacstone — calcar format din granule unite între ele prin ciment micrit echivalent nisipurilor mîloase ; wackstone-calcar format din granule în proporție de peste 10% neunite între ele prin ciment mictic (echivalent mîlurilor nisipoase) pellete — granule microcristaline de formă sferică sau elipsoidală cu origine diferită (algală, de precipitație, dinamică etc.).

4.4.3. *Mecangolifele* (Hieroglife = urme de talpă = scole marking = bottom marking), reprezintă urme ale mecanismului de transport imprimate pe partea inferioară a stratelor.

Din punct de vedere genetic ele pot fi :

— predepoziționale (acțiunea curentului premergătoare depunerii nisipului) ;

— sindepoziționale (acțiunea curentului sincronă cu depunerea nisipului) ;

— postdepoziționale (formate după depunerea nisipului).

Meconoglifele pre — și postdepoziționale, sînt de cele mai multe ori datorate organismelor ((bioglife) ; ele nu dau indicații asupra direcției de transport a sedimentelor.

Mecanoglifele sindepoziționale, sînt cele care dau indicații clare asupra direcției și acțiunii curentului. Astfel, mecanoglifele sindepoziționale pot fi : de eroziune (scour marks), de transport (toolmarks), sau de deformare (current deformation structures). Forma și constanța orientării lor în strate succesive arată direcția de transport a sedimentelor.

Meconoglifele de e r o z i u n e (scours marks) se deosebesc după mecanismul de formare ; unele se datoresc deplasării gravitaționale a sedimentelor neconsolidtate (fără obstacol), iar altele, se formează în

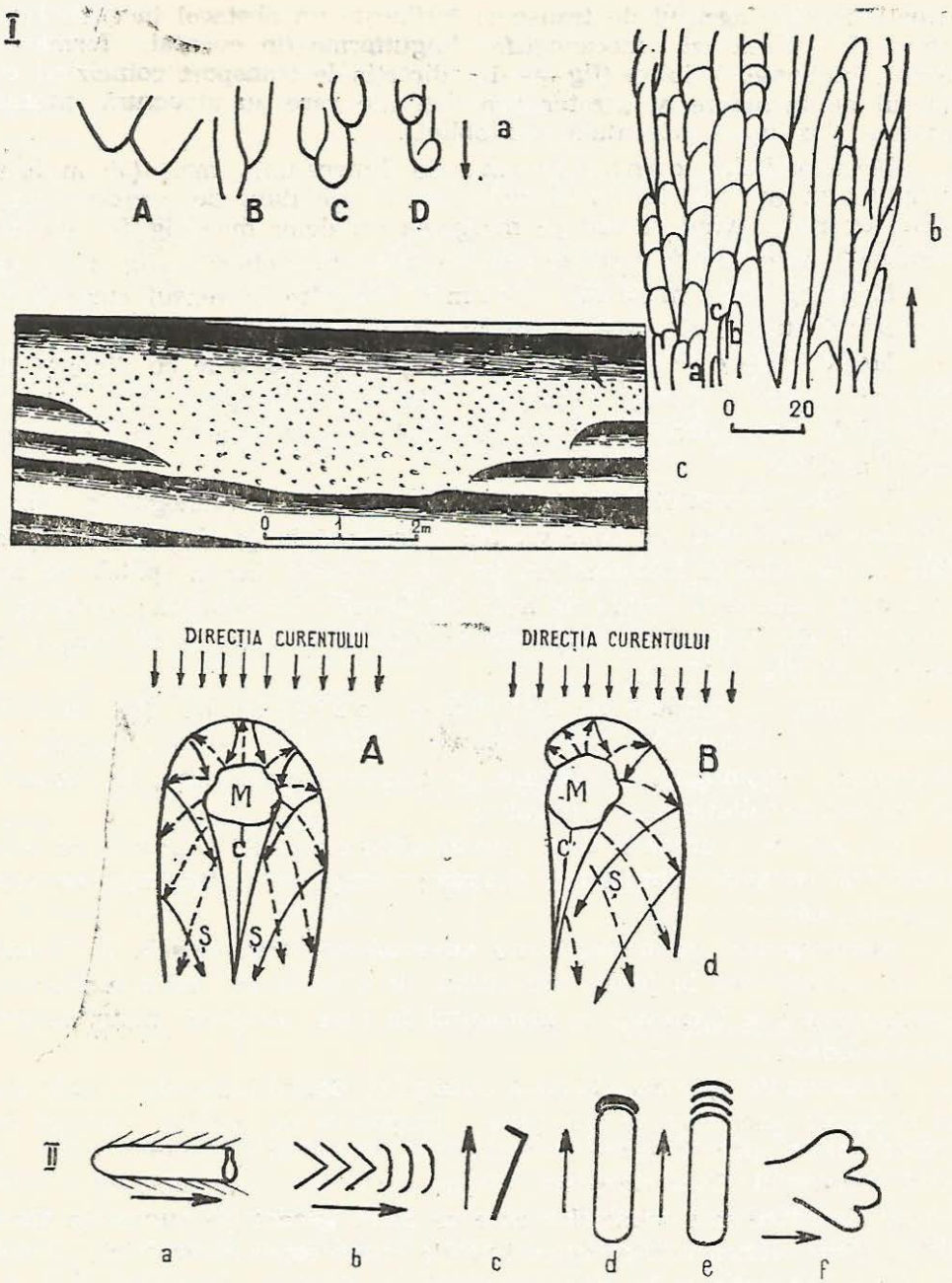


Fig. 4.13. Mecanoglife ; I — Produse de acțiunea curenților : a — linguiforme ; b — creste longitudinale ; c — canaliforme ; d — semilunare ; II — Produse de activitatea obiectivelor ; a — de dragare ; b — de brăzdare ; c — ciocnire ; d — ricoșare ; e — periere ; f — mecanoglife de deformare-lobate. După C. Dimitriu, 1967 — cu completări.

situații în care agentul de transport întîlnește un obstacol în cale. Fără obstacol se formează mecanoglife linguiforme (în evantai, formă de limbă, bulboase, îndoite) (fig. 4—13) direcția le transport coincizînd cu sensul de închidere al acestor protuberanțe care au structură internă proprie (laminație orizontală sau oblică).

Mecanoglifele canaliforme de dimensiuni mari (30 m lungime, 0,5 m grosime, 2,7 m lățime), apar ca jghiaburi de eroziune umplute cu nisip avînd adesea pe marginea canalelor mecaniglife longitudinale sau mecanoglife formate prin acțiunea unor obiecte. (fig. 4. 13. c).

Mecanoglifele meandriforme alungite în sensul curentului, reprezintă curgeri sinuoase în sensul înclinării pantei.

Mecanoglife creste longitudinale paralele cu direcția de curgere, acoperă întreaga suprafață inferioară a gresiilor sau porțiuni apreciabile, sînt sincrone cu mecanoglifele linguiforme cu care apar de obicei asociate.

În cazul prezenței unui obstacol se formează mecanoglifele semicirculare-semilunare, cu concavitatea îndreptată în josul curentului ; în fața obstacolului se formează un șanț de eroziune, iar în spatele obstacolului se depune o umbră de nisip de formă triunghiulară ; vîrful triunghiului din umbra de nisip este îndreptată în direcția de curgere a curentului (fig. 4.13 d).

Mecanoglife produse de acțiunea obiectelor (tool marks) apar în cazul transportului prin dragare, rostogolire, saltație. Genetic se deosebesc : mecanoglife de dragare, de brăzdare, de ciocnire, de ricoșare, de periere, de saltație și de rostogolire.

Ca urmare a dragării apar mecanoglife cu pereți abrupți, cu secțiune transversală simplă sau zimțată ; lungimea și lărgimea lor este centimetrică.

Mecanoglifele de brăzdare au secțiunea transversală în V sau U cu convexitatea în josul curertului, de dimensiuni milimetrice sau centimetrice ; se formează în momentul în care obiectele ating mîluri neconsolidate.

Mecanoglife discontinui simple, determinate de lovirea și ricoșarea unor obiecte tari (oase, fragmente de cochilii, lemne) de fundul mîlos apar ca urme triunghiulare, asimetrice, abruptul fiind în josul curentului. Dacă ricoșează de mai multe ori, apar sub forma unor creste simetrice sau asimetrice care se pierd gradat pe suprafața stratului. Dimensiunea acestor succesiuni de creste este centimetrică. Obiectele tari pot peria mîlul semiconsolidat, dînd mecanoglife centimetrice în formă de creste alungite, terminate cu unul sau mai multe șanțuri arcuite la capătul îndreptat în sensul de curgere.

Mecanoglifele discontinui repetate se formează în urma procesului de saltație (linii punctate echidistante — distanța fiind direct

proporțională cu viteza de curgere), sau linii continue apărute prin rostogolirea particulelor în josul curentului.

Mecanoglifele de deformare lobate sau circumvolute se formează postdepozițional, sub crusta superioară a sedimentelor parțial consolidate. Lobii se ramifică în josul curentului. Se presupune că se formează prin alunecări gravitaționale, sau prin acțiunea curenților turbizi foarte puternici.

4.5. **Curenții normali** oceanici și maritimi (termohalini) reprezintă fluxuri de apă la suprafața bazinelor oceanice și marine, caracterizate prin: sens de curgere, poziție (la suprafață sau mai în adîncime), dimensiuni (lungime, lățime), debit, viteze de curgere, temperatură, salinitate, densitate. Toți acești parametri se măsoară cu o aparatură adaptată: butelii sau sfere de cupru plutitoare (viteza de curgere se măsoară la o adîncime mică pentru a nu fi influențată de viteza vîntului), flotoare Mittschele (pentru viteza de curgere la adîncime), curentometre (direcția și viteza de curgere). Fără aparatură, prezența curenților poate fi pusă în evidență prin cîteva metode : metoda Thoulet, se bazează pe analiza probelor de apă din trei puncte care să contureze un triunghi cu latura de 1 milă ; se verifică densitatea, conținutul planctonic și de material detrictic ; diferența de densitate a apei, diferența conținutului planctonic și a materialului detritic dau indicații asupra originei și a sensului de curgere.

Cea mai frecventă clasificare este după temperatură : curenți calzi și curenți reci.

O statistică parțială a curenților din trei oceane ale Pămîntului arată următoarea situație :

Oceanul Atlantic	Oceanul Pacific	Oceanul Indian	
calzi : 13	7	6	
reci : 6	5	1	
total 19	12	7	total general 38 curenți actuali în trei oceane

În Oceanul Atlantic, curenții calzi (Golf Streem, Nord Atlantic, Norvegiei ramificat în curenții Spitzberg, Capului, Nordului Islandei, apoi curentul Groenlandei, Antile, Ecuatorial de Nord, Guineei, Guyanei, Ecuatorial de Sud, Braziliei) sînt dominanți față de cei reci (Groenlandei de Est, Labrador, Canare, Benguelei, Falkand, Vînturilor de Vest) (fig. 4.14).

Prezentarea statistică a unei situații actuale, vrea să atragă atenția asupra complexității dinamicei apelor oceanice și implicit a proceselor de sedimentare și de repartizare a viețuitoarelor.

Golf Streemul, cel mai mare fluviu al lumii care curge prin mediul lichid, are lățimea medie de 100 km și antrenează apa pe o adîncime medie de 150 m, atingînd viteze de 8 km/oră și transportînd 90 milioane m^3 apă cu temperatură medie de 10° C.

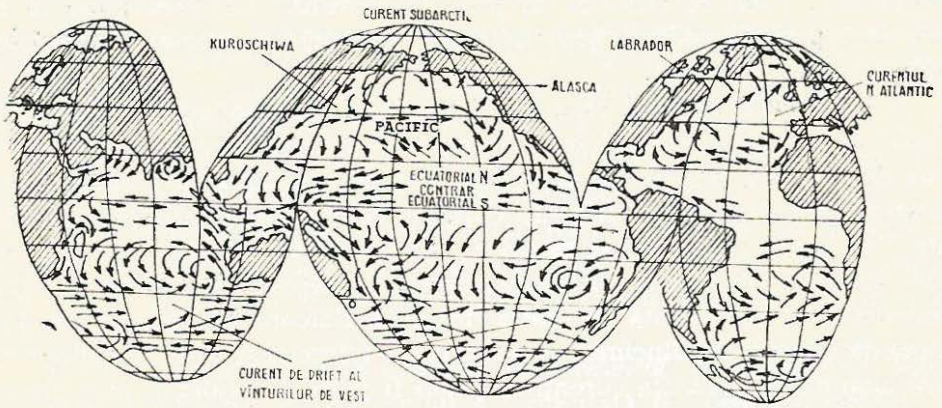


Fig. 4.14. Curenții de suprafață ai oceanelor în lunile februarie și martie. După K. F. Bowden, 1963 din Riley și Skirrov.

4.6. *Curenți de adîncime.* În toate oceanele, curenților de suprafață le corespund *curenți de adîncime,* (= curenți de compensație) care transportă ape cu densitate mai mare, (curenți de densitate) avînd direcții și viteze diferite după adîncime (fig. 4. 15).

Cauzele curenților oceanici, deși încă discutate, se admit a fi de două categorii : vînturile regulate (alizeele în apele tropicale) și diferența de densitate.

În oceane, în zonele ecuatoriale și tropicale, densitatea mică a apelor face ca ele să fie mai ridicate și să se deplaseze spre poli ; curenții formați antrenează apele pînă la adîncimea de 800 m (fig. 4. 16) unde intervine compensația de densitate datorată presiunii. La poli, temperatura mică și densitatea mare, face ca apa să se afunde și să se formeze curenții de compensație *(curenți de densitate)* (fig. 4. 17). În afara acestor curenți mari, în orice bazin oceanic, evaporația din zona centrală, face ca densitatea să fie mai mare decît zonele apropiate de țărm unde aportul de pe continent mișcorează densitatea ; se vor forma curenți dinspre țărm spre centrul bazinului și curenți de compensație de la centru bazinului spre țărm. Acești curenți de amploare mai mică, sînt independenți de curenții majori cu sens dintre ecuator spre poli (fig. 4. 18).

În mările intercontinentale, dinamica apelor este direct infuențată de condițiile climatice. Se admit două modele generale :

— în zonele cu umiditate mare (fiordurile Norvegiei, Groenlanda, Marea Egee, Bosfor, Marea Neagră, Marea Baltică, strîmtorile Kategat,

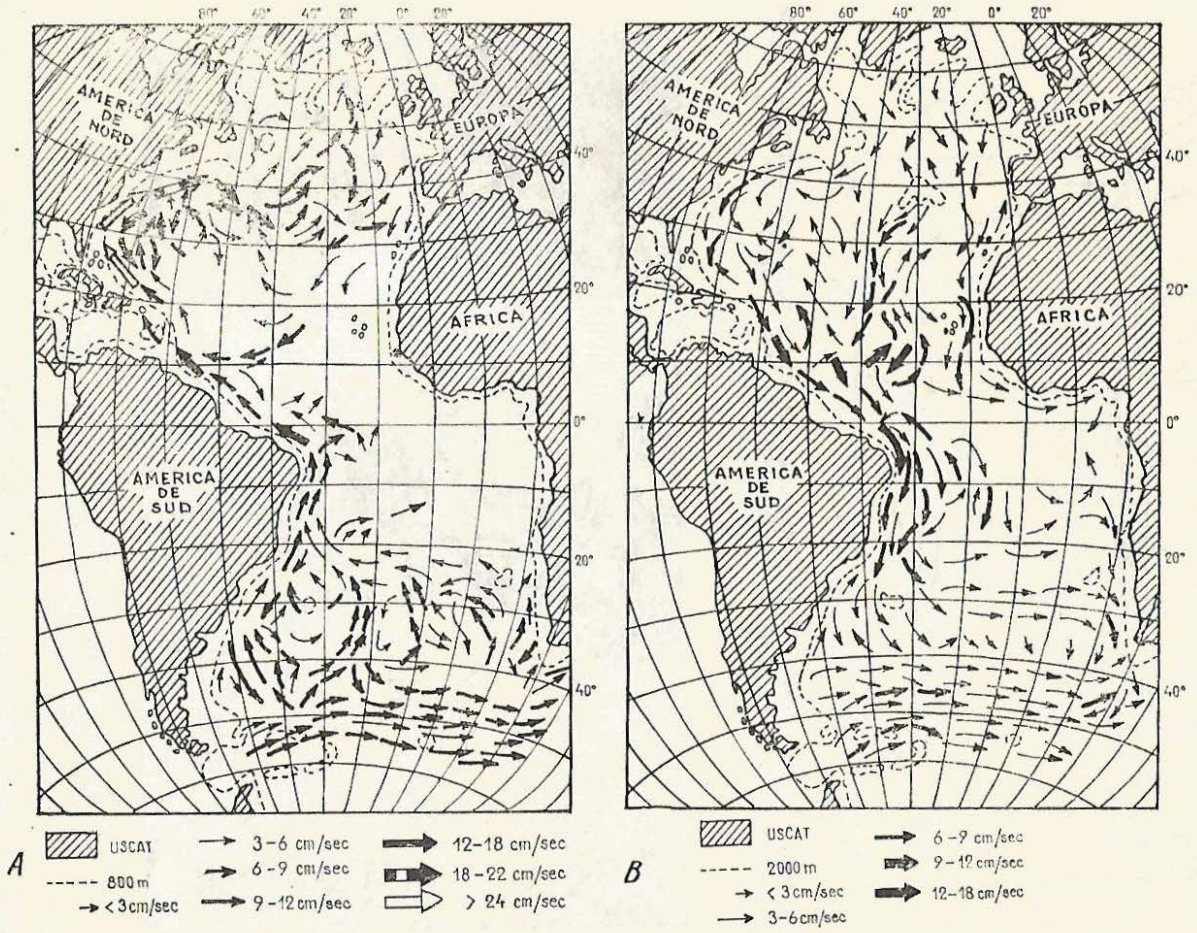


Fig. 4.15. Circulația apelor în Oceanul Atlantic la 800 m adîncime (a) și la 2000 m adîncime (b), cu indicarea sensului și vitezei de transport. După K. F. Bowden 1963, din Riley și Skirrov.

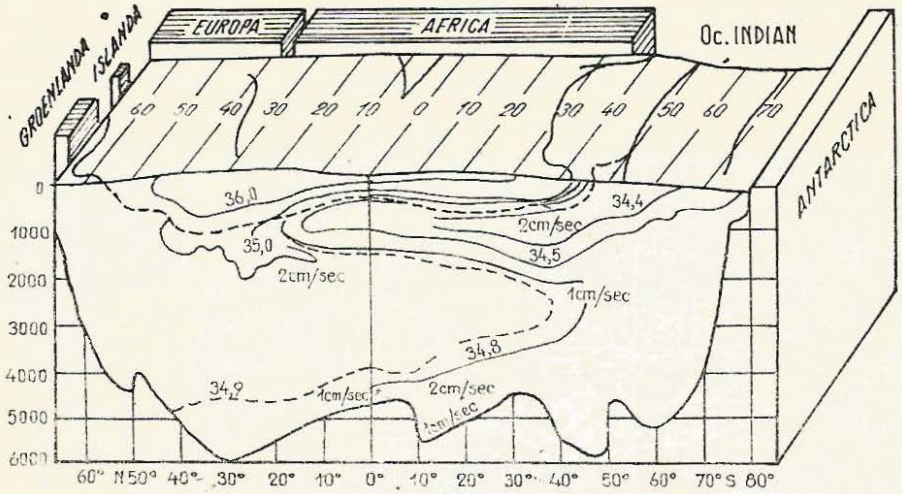


Fig. 4.16. Bloc diagramă arătînd deplasarea apelor Oceanului Atlantic la diverse adîncimi. După K. F. Bowden, 1963, din RiRley și Skirrov, 1965.

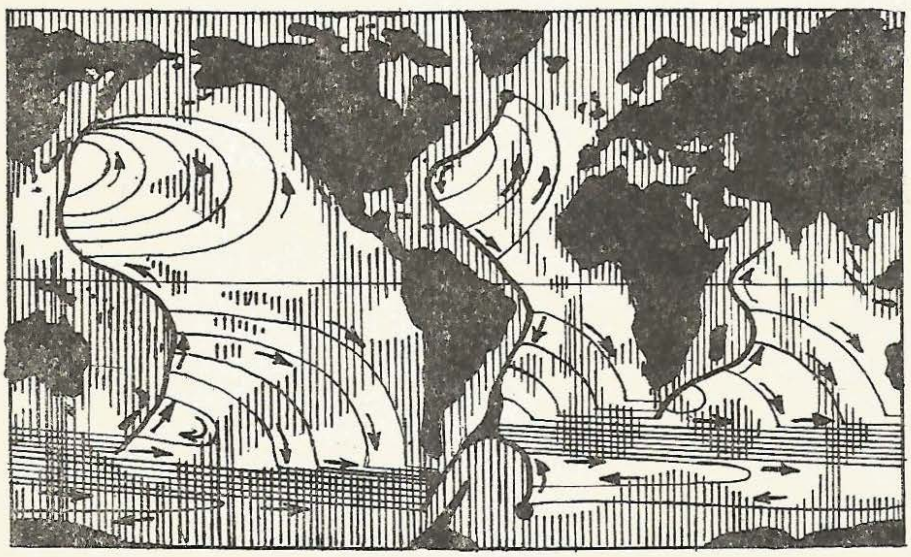


Fig. 4.17. Sensul general de circulație a apelor de adîncime în Oceanul Planetar. După Heezen și Hollister, 1971.

Skagerat) apele marine cu salinitate și densitate mai mică, circulă pe la suprafață, vărsîndu-se în bazinele oceanice adiacente.

— în zonele aride (Gibraltar-Mediterana, Bab el Mandeb — Marea Roșie, Hormus-golful Persic), evaporația intensă face ca apele marine să

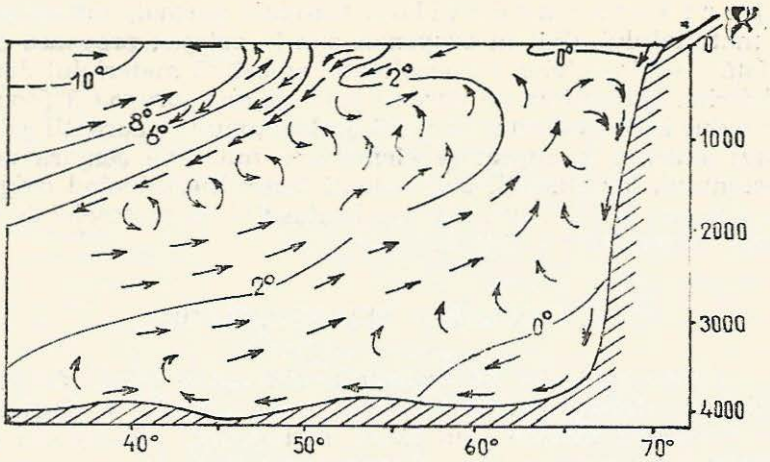


Fig. 4.18. Circulația apelor în zonele periferice ale oceanelor. După H. Heezen și Hollister, 1971.

atingă densități foarte mari, să se afunde și să se îndrepte spre ocean prin curenți de profunzime în timp ce la suprafață vor pătrunde și vor circula apele oceanice (fig. 4. 19 A și B).

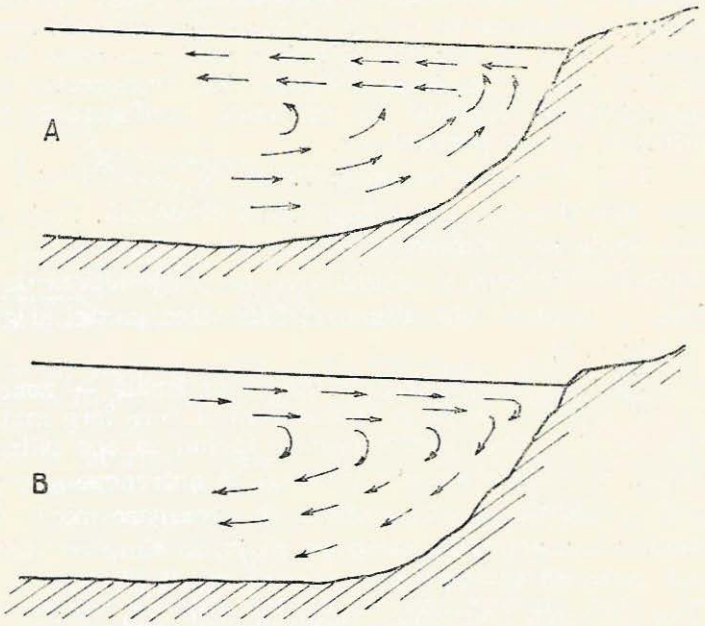


Fig. 4.19. Circulația apelor în mări intercontinentale: A — zone cu umiditate mare; B — zone aride. După H. Heezen și Hollister, 1971.

Dinamica apelor oceanice și marine poate fi influențată de relieful fundului bazinului sau al insulelor care ies la suprafață.

Nu trebuie neglijat faptul că în decursul timpului geologic aspectul reliefului uscatului și al bazinelor oceanice precum și repartizarea zonelor climatice a fost diferită de la o perioadă geologică la alta, deci și direcția curenților s-a schimbat în decursul timpului.

Importanța curenților. Curenții normali influențează depunerea materialului aflat în suspensie sau în soluție, provoacă oxidarea la suprafață a sedimentelor neconsolidate, amestecă materialul detritic de origini diferite. Intersecția de curenți calzi și reci, provoacă „șocuri termice" care duc la mortalitatea în masă a planctonului ; curenții ascendenți (upwelling) aducînd la suprafață elementele nutritive asigură dezvoltarea planctonului, iar curenții descendenți (cascading) ducînd oxigenul pe fundul bazinelor, asigură dezvoltarea bentosului și procesele de oxidare în formarea mineralelor autigene.

5. DINAMICA SEDIMENTELOR

Sub acțiunea agenților de transport, aluviunile aduse de rîuri sau materialul sedimentar provenit din abraziunea țărmului se deplasează în bazinele oceanice și marine prin tîrîre, rostogolire, saltație sau suspensie. Se produce totodată sortarea dimensională și modelarea materialului clastic.

Apele poartă în soluție încărcătura de elemente majore sau minore a căror precipitare chimică sau biochimică are loc în condiții speciale (capitolul 3).

5.1. **Transportul și sedimentarea particulelor clastice.** Sortarea, modelarea și sedimentarea materialului clasic reprezintă un proces continuu, care începe pe continent și se continuă sub apa mării, cu predominanță în zona de maximă agitație a apelor — zona de țărm. Pe șelf, panta continentală și pe fundurile oceanice, transportul și sedimentarea sînt controlate de regimul hidrodinamic, configurația substratului, dimensiunea și natura particulelor.

5.1.1. *Transportul sedimntelor de plaje.* Plaja, ca zonă de contact între apă și uscat, are o importanță deosebită. Plaja este un sistem dinamic, unde se acumulează permanent sedimente, în anumite limite subaeriene. Eroziunea și acumularea pe plaje depind de fluctuația nivelului apei, de regimul hidrodinamic, înclinarea pantei și granulația materialului (fig. 5. 1).

Valurile de spargere, în cursa lor finală — zona de swash — spală țărmul aducînd pe plaje sau antrenînd spre larg materialul. Galeții mari dau plajei o mare permeabilitate făcînd ca apa pătrunsă în nisipul subjacent, în întoarcerea ei spre larg, să antreneze și o parte din materialul clasic. Valurile cu amplitudine de spargere mică (40—50 cm) au rol constructor, depunînd nisip pe plaje, în timp ce valurile cu amplitudine mai mare de 40—50 cm produc erodarea stocului de sediment al plajei. Cînd valoarea frecvenței valurilor este sub 10—11 valuri pe minut se acumulează nisip pe plaje, frecvența valurilor de spargere fiind deci un factor limitativ în sedimentare.

În timpul furtunilor care se stîrnesc de obicei în offshore, mai ales iarna și primăvara, plaja poate fi complet spălată de nisip, iar cînd începe regimul de valuri mici (vara) ea va fi reconstruită. Aceasta înseamnă că

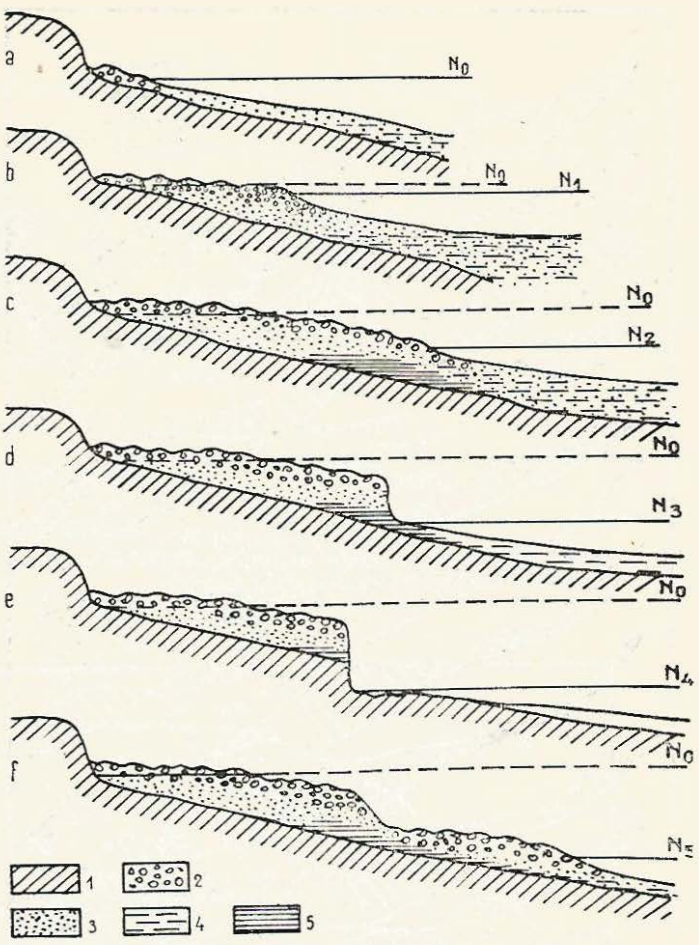


Fig. 5.1. Aspecte ale sedimentării în zonę de țărm ; schema principală de formare a teraselor de abraziune marină în condițiile ridicării relativ uniforme a țărmului ; 1 — substrat consolidat ; 2 — galeți proveniți din remanierea falezie ; 3 — nisip ; 4 — mîl ; 5 — mîl reluat în sedimentarea nisipoasă. După A. S. Ionin și P. A. Koplin, din O. K. Leontiev, 1975.

în decursul anului (iarnă, vară) profilul plajei (înălțime, lățime, pantă), va fi variabil (fig. 5.2) în funcție de variația intensității regimului hidrodinamic.

În zona de spălare a valurilor (swash), apare o morfologie specifică (fig ; 5. 3) ; la baza bermei, colapsul valurilor crează regimul energetic maxim, capabil să depună particulele cele mai mari și mai grele ; în zona de spălare a valurilor, curentul de avansare spre creasta bermei (uprush) și curentul de întoarcere (backwash) spre baza bermei, vor distribui elementele mai ușoare. Creasta bermei nu este depășită decît de valuri foarte puternice, aici fiind depuse particulele cu portanță ridicată (fragmente de cochilii).

În stadiul de depunere și eroziune incipientă curentul backwash aduce la baza zonei de spălare particulele grosiere depuse anterior pe plaje, realizîndu-se astfel o nouă sortare. În regim hidrodinamic superior (amplitudinea de spargere a valurilor peste 50 cm), sortarea sedimentelor de plaje este foarte bună cu excepția bazei bermei unde curen-

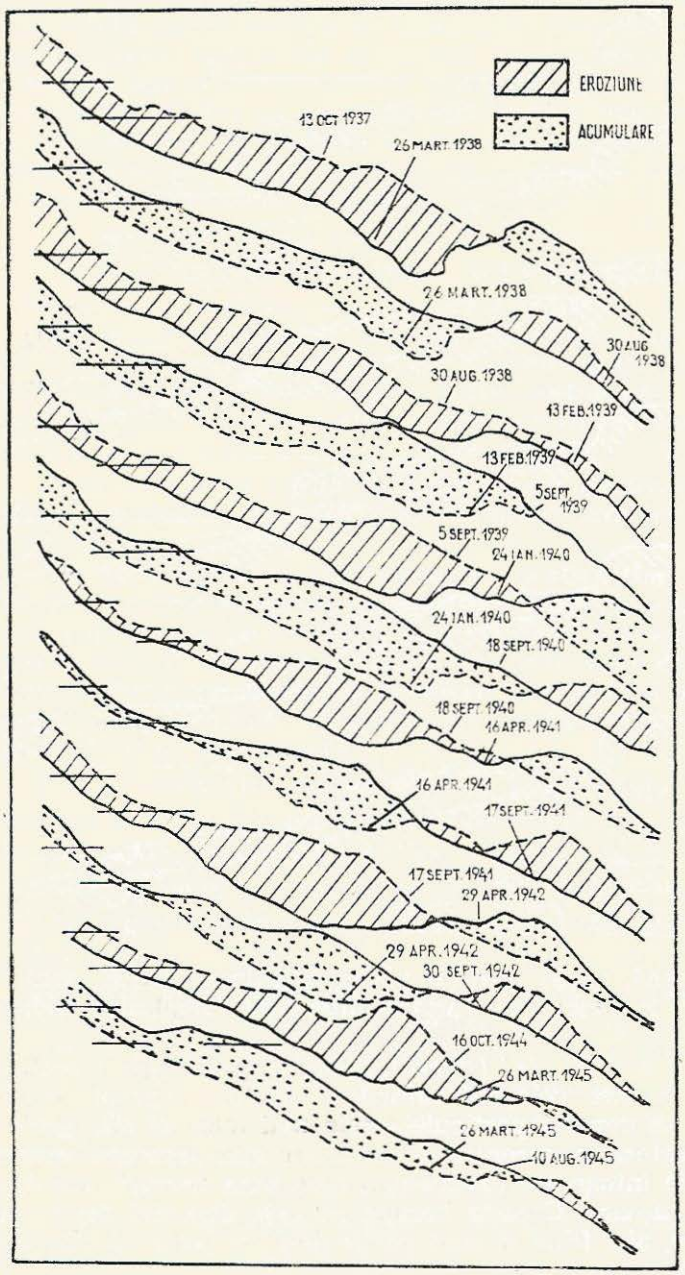


Fig. 5.2. Variația sezonieră a profilului de plajă. După Shepard, 1950.

tul backwash aduce particule grosiere de pe plaje. Pe partea posterioară a bermei, sortarea este slabă (fig. 5.3 ; fig. 5.4).

Cînd se realizează condiții de echilibru a profilului de plaje sortarea materialului capătă aspecte specifice cu depresiuni (bays = internoduri)

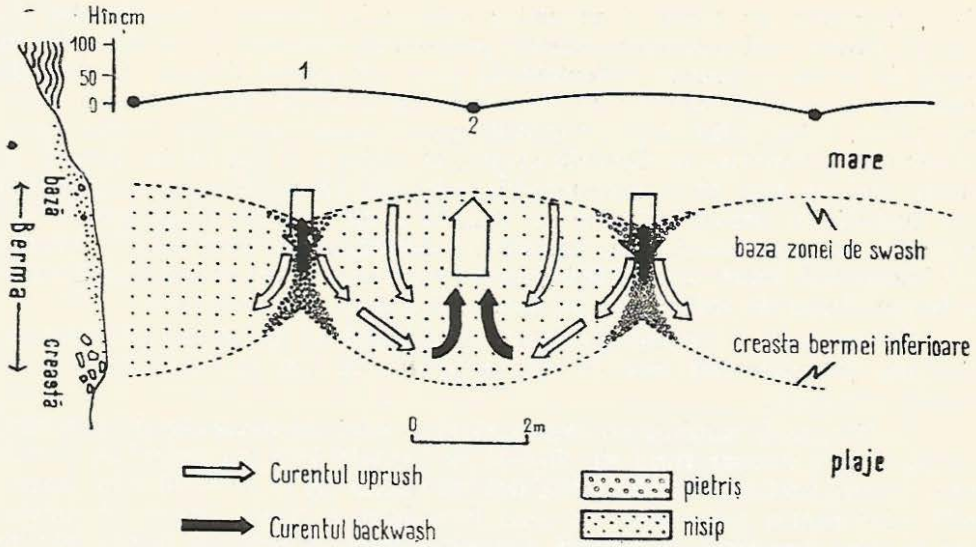


Fig. 5.3. Mecanismul de formare al cusps-urilor ca efect al profilului modelat de valurile terminale (swash) : 1 — internoduri = bays ; 2 — noduri = horns. După G. Caraivan, 1974.

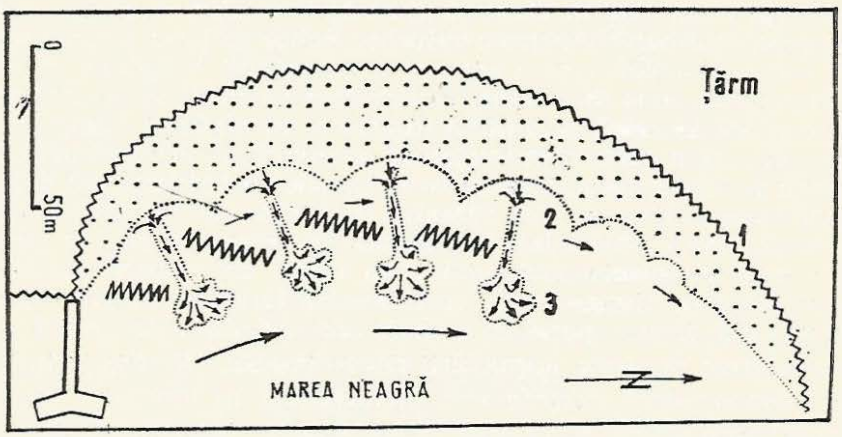


Fig. 5.4. Raportul dintre macrocusps-uri (1) — microcusps-uri (2) și curenții de rip (3) pe plaja de la Agigea. După G. Caraivan, 1974.

și proeminențe (horns=noduri) dezvoltate în lungul țărmului și cunoscute sub numele de cusps.

Urmărind mecanismul de formare al cusps-urilor pe plaja de la Agigea-Institutul, G. Caraivan (1974) arată că există o relație directă între lungimea de undă și amplitudinea valului pe de o parte și distanța între cusps-uri de altă parte

Aplicînd formula :

$y = n\ L/4$ în care

y = este distanța între cusps-uri ;

L = lungimea de undă a valurilor terminale (swash); n = număr cu valuri (între 1—4) : se poate calcula puterea de eroziune și de depunere în zona de swash ; valurile reflectate de țărm, cu aspect sinuos, au zone de maximă și minimă intensitate. În zonele de maximă amplitudine a valurilor (Fig. 5.3.—1) (internod) curentul upruch este important și deci capacitatea de a antrena particulele crește. O parte din apă se infiltrează în nisip, ceea ce face să se atenueze curentul backwash în zona internodală iar meterialul grosier rămîne pe loc. În zona nodurilor (Fig. 5.3.—2), valurile au energie minimă, porozitatea sedimentelor este redusă, curentul backswash foarte intens determină eroziune sau cel puțin o diminuare a acumulărilor de sedimente. Se formează o zonă depresionară.

Procesele de eroziune și acumulare a plajei au loc atunci cînd amplitudinea valurilor (H) este de cel puțin 40—50 cm și frecvența 10—11 valuri pe minut.

În timpul furtunilor se formează cusps-uri de dimensiuni mari distanța dintre noduri fiind de 20—35 m plasate la baza zonei de swash din timpul furtunii. Cînd marea devine calmă (H = 10 — 30 cm) cuspurile mari rămîn suspendate în zona backshore a plajei, devenind relicte, iar la baza bermei se formează cusps-uri mici cu distanța dintre ele de 5—7 m (fig. 5.4.).

G. Caraivan (1974) subliniază relația care există între distanța dintre cusps-uri și distanța dintre curenții de rip.

În zona foreshore, în toate stadiile de evoluție a plajei, sortarea materialului este bună. Acțiunea valurilor oblice pe țărm se manifestă ca raport între capacitatea de transport a curentului longshore și debitul solid disponibil, adus de curent, raport care va duce la acumulare sau eroziune. Dacă în calea curentului intervine un obstacol (dig), capacitatea de transport a curentului longshore se modifică : în fața obstacolului, depunerea se va accentua, în timp ce în spatele obstacolului (cu deficit de aluviuni transportate) se vor accentua procesele de eroziune. Înălțarea valurilor în fața obstacolului va conduce la concentrarea de energie, energie, care în spatele obstacolului, va suferi un proces de difracție. După un timp se ajunge la un echilibru de forțe, ce asigură trecerea debitului solid dintr-o parte în cealaltă, conturîndu-se un relief pozitiv submarin, creat în urma acumulării de sedimente. Direcția valurilor se poate schimba ; dacă valurile sînt predominant în direcția curentului longshore, acumularea se va face în tot lungul obstacolului, dacă valurile sînt contrare curentului, acumularea se va face la baza obstacolului (rădăcina digului). Aceasta arată că se poate interveni în procesele de eroziune și acumulare a plajei prin construcții de diguri a căror orientare și lungime trebuie bine corelată cu hidrodinamica litorală.

Rolul digurilor este de a reduce rata de traansport longitudinal a sedimentelor și de a micșora energia valurilor. Digurile trebuie să străbată curentul de aluviuni (longshore) și dacă valurile sînt puternice, în partea externă a digului transversal, trebuie construite diguri longitudinale care vor juca rolul unor spărgătoare de valuri. Micșorarea energiei valurilor va avea ca efect acumularea nisipului de plaje (fig. 5.5.)

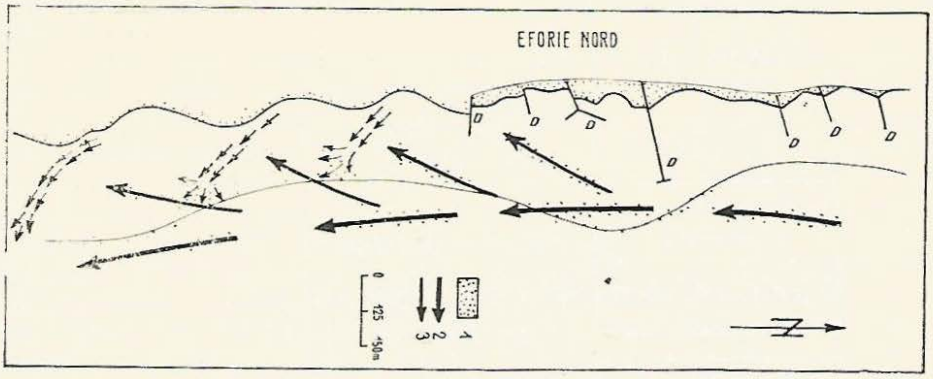


Fig. 5.5. Amplasarea digurilor (D) la Eforie Nord în funcție de direcția curentului de aluviuni (1, 2) și a ramificațiilor sale (3) care generează bare de nisip începuturi de hornuri și cusps-uri. După G. Caraivan, 1974.

În procesul de sortare a materialului detritic se realizează :
— o fracțiune care se deplasează prin tîrîre sau prin saltație ;
— o fracțiune care se deplasează în suspensie.

Cele două fracțiuni se pot reuni în cazul curenților denși sau în activitatea vitală a unor organisme. Gradul de sortare și de deplasare a sedimentelor este influențat de regimul hidrodinamic, dimensiunile și greutatea specifică a particulelor.

Frecarea fluidului (val, curent) de fundul bazinului, mărește puterea de transport a agentului. Viteza curentului influențează direct distribuția sedimentelor. Dacă viteza se schimbă în timp, curenții vor fi variabili, spre deosebire de cei la care viteza nu se schimbă (curenți constanți). Dacă viteza variază pe distanță, curenții vor fi neuniformi (opusul lor sînt curenții uniformi), sedimentarea fiind direct influențată. La viteze scăzute curentul pierde încărcătura de sedimente.

5.1.2. *Transportul sedimentelor pe fundul bazinului* (Bed Lood) se face prin tîrîre și saltație (fig. 5.6) forma de sedimentare cea mai caracteristică fiind apariția structurilor ripplate de nisip, pe patul sedimentelor. Dimensiunea ripplurilor este direct proporțională cu mărimea particulelor și invers proporțională cu viteza curentului. La viteze mici, granulele sînt împinse pe flancul expus, apoi alunecă pe flancul adăpostit, mai abrupt. La viteze medii, ripplurile au dimensiuni maxime. La viteze mari nisipul poate sări de pe un ripplu pe altul, ripplurile se atenuează pînă la dispariție. Prin agradare [1] se formează rippluri-uri noi sau se accentuează cele formate prin transportul pe fundul bazinului ; cînd agradare este incipientă ripplurile se pronunță și se atenuează ripplurile cînd agradarea este pronunțată (fig. 5.7).

În transportul prin tîrîre și saltație, viteza nisipului este mai mică decît viteza curentului. Ripplurile migrează în direcția curentului cu cca 2 cm în cîteva secunde. În timpul migrării se realizează o sortare a

[1] Depunerea din suspensii a excesului din încărcătura sedimentară a apei față de viteza de curgere a curentului.

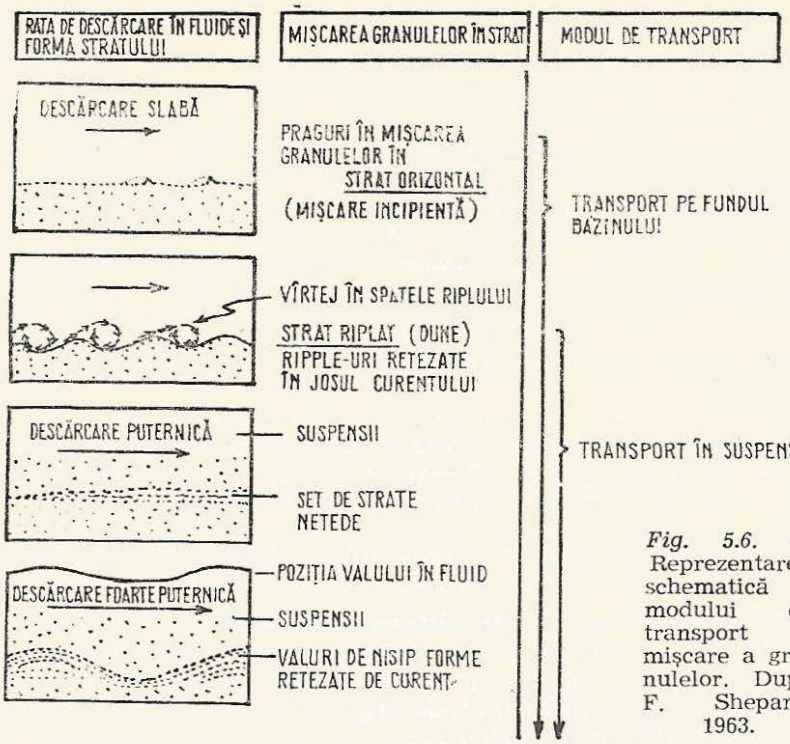


Fig. 5.6. — Reprezentarea schematică a modului de transport și mișcare a granulelor. După F. Shepard, 1963.

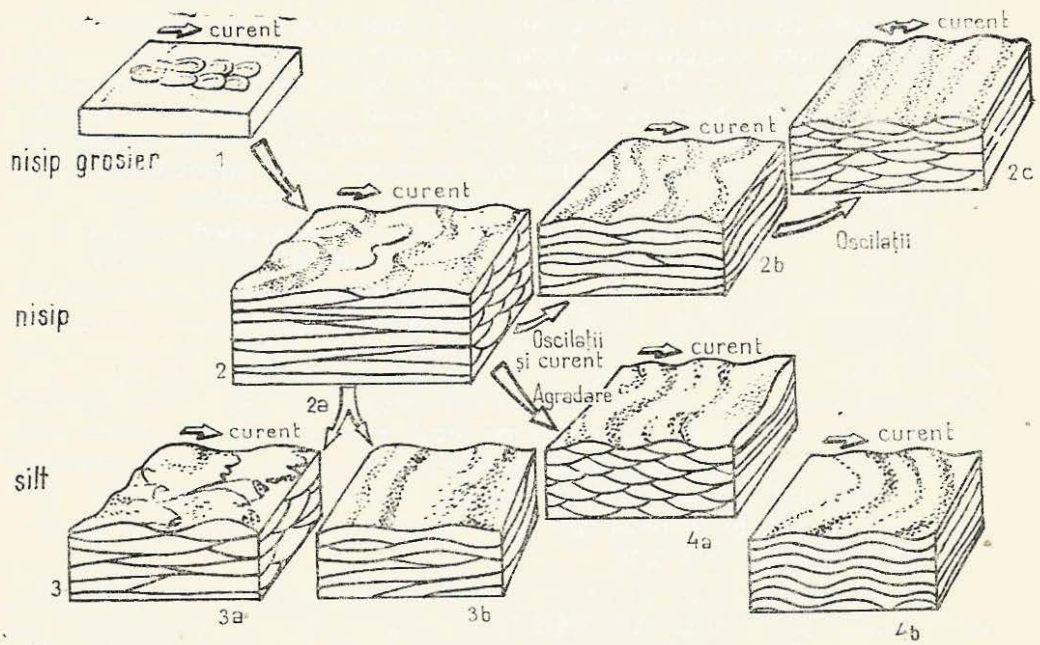


Fig. 5.7. Ripple-uri și structuri ripplate, corelate cu condițiile de curent, mărimea granulelor și rata de agradare ; 1 — rippl-uri incipiente în nisip grosier ; 2 — rippl-uri de curent pe nisip ; 2a — rippl-uri mai reduse agradare pronunțată ; 2b— rippl-uri de curent combinate ; 2c — rippl-uri de valuri ; 3 — rippl-uri de curent pe silt ; 3a — la viteză mică a curentului ; 3b — la viteză mare ; 4 — rippl-uri combinate ; 4a— în condiții de agradare redusă ; 4b — agradare mare prin suspensie. După Harms, 1975 din Enciclopedia sedimentară, 1978.

materialului (granulele mai mari pe crestele ripplului, granule mai fine pe flancuri).

În afara ripplurilor, în transportul sedimentelor pe fundul bazinului apar și alte forme sedimentare, în funcție de intensitatea curentului.

În regim inferior de transport, în sedimente compuse din particule mai mici de 0,6 mm, după formarea ripplurilor, dacă viteza curentului crește, apar rippluri pe dune de nisip, sau la viteze mai mari, din curentul orizontal, o componentă se va îndrepta spre escavațiile dintre rippluri va spăla și va depune nisipul pe cele două flancuri adiacente făcînd ca din profilul asimetric al ripplurilor de curent, să apară un profil simetric sinusoidal specific dunelor de nisip subacvatic (fig. 5.6) ; dunele astfel formate migrează în amontele curentului. La viteze încă mai mari ale curentului, granulele sînt antrenate la distanțe mai mari, dunele sînt spălate, substratul tinde să se niveleze (fig. 5.6).

În regim de ransport superior, acțiunea agenților hidrodinamici, este predominantă, ducînd la nivelarea substratului, ceea ce se realizează fie prin depunerea uniformă a încărcăturii de suspensii (pat neted de nisip), fie prin spălarea nisipului pe anumite zone și antrenarea lui spre țărm unde apar forme depresionare de eroziune numite chute și pools ; uneori efectul de eroziune foarte puternic, duce la eroziuni locale cu forme concave (antidune).

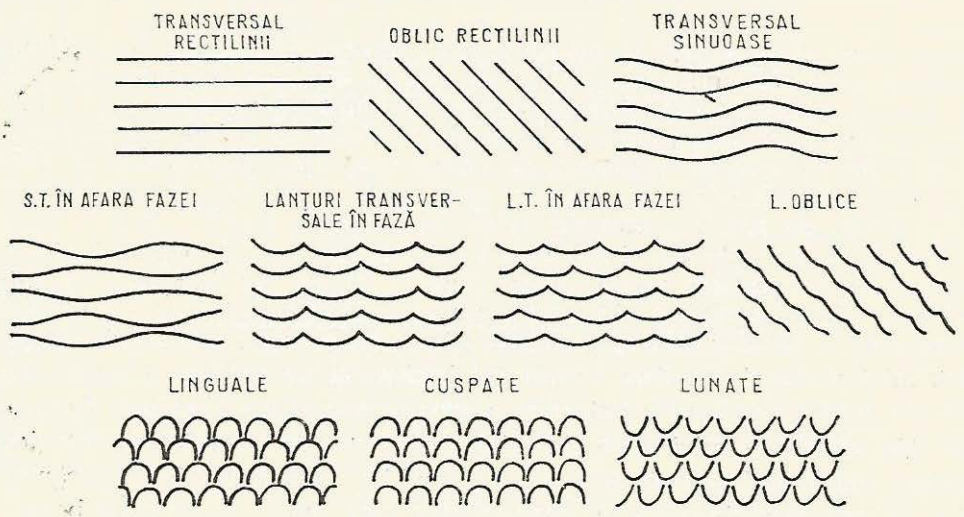


Fig. 5.8. Aspecte idealizate ale rippl-urilor. După Allen, 1968, în Enciclopedia sedimentară, 1978.

5.1.3 *Repartiția tipurilor de structuri sedimentare în zona litorală.* Succesiunea structurilor sedimentare arată o anumită ordonare a lor paralel cu țărmul, delimitînd zone de f a c i e s u r i s t r u c t u r a l e care reflectă fidel atît natura agentului, cît și intensitatea lui.

5.1.4. *În zona litorală* predominantă este acțiunea valurilor care, după forma și efectul lor de transport, permit separarea a patru faciesuri

structurale, ca benzi paralele cu țărmul ; faciesul planar intern, faciesul ripplat intern, faciesul planar extern și faciesul ripplat extern (fig 5.9.)

a. *Faciesul planar intern* corespunde plajei spălate de valuri (swach = foreshore) și este caracterizat prin forma aplatizată, netedă care poate

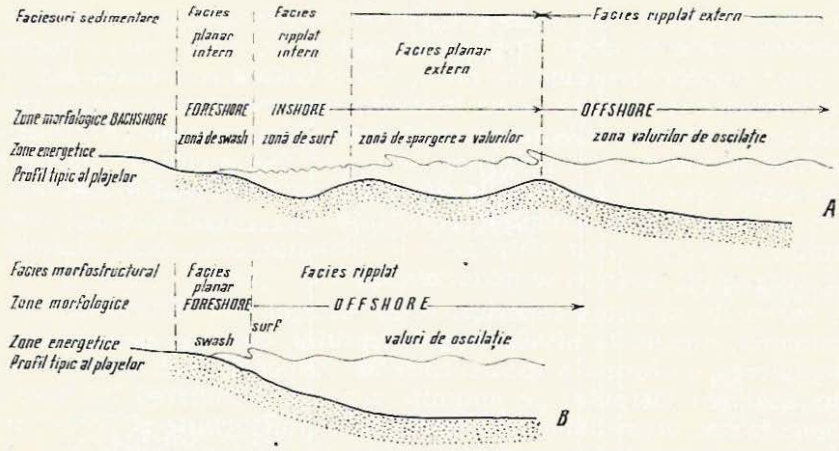


Fig. 5.9. Repartiția tipurilor de structuri sedimentare în zona litorală : A. litoral cu pantă lină ; B. litoral cu pantă abruptă.

avea totuși două tipuri de neregularități ; minore și majore. Neregularitățile morfologice minore, apar izolate sau ca asociații pe suprafețe mici pe spațiul dintre creastă și baza bermei. Așa sînt u r m e l e d e s p ă l a r e (swash marke) ; ele reprezintă îngrămădiri de paiete de muscovit, fragmente de cochilii, reziduuri de petrol care apar pe suprafețele spălate ale nisipurilor de plaje. Alteori apar creste și șanțuri, perpendiculare pe direcția de spălare, crestele avînd amplitudini foarte mici (cîteva diametre de granule de nisip), spațiile dintre ele (cca 2 cm) sînt plane, iar lungimea crestelor poate ajunge pînă la 40 cm. Au fost descrise sub numele de l a m i n a ț i i p r i m a r e. U m b r e l e d e n i s i p (mecanoglife semilunare) apar în cazul în care pe zona spălată de valuri sînt mici obstacole în fața curentului backwash de spălare. Uneori pe această zonă de spălare a valurilor, apar proeminențe — rippluri de spălare (de swash — mici foițe de mică. Între neregularitățile morfologice majore cele mai frecvente sînt c u s p u r i l e care reprezintă îngrămădiri ritmice, semicirculare cu concavitatea spre mare, dispuse pe berma inferioară a plajei (fig. 5.1 și 5.5). Ele conțin mai ales cochilii de moluște și resturi de alge, alături de materialul detritic cel mai grosier, toate fiind aruncate pe plaje în momentul în care amplitudinea valurilor scade. Distanța dintre ele este în funcție de amplitudinea valurilor. În timpul furtunilor, pot fi antrenate spre țărm cantități mari de nisip care formează valuri de nisip cu înălțimi din ce în ce mai mici către oglinda apei (v a l u r i r e g r e s i v e d e n i s i p), lungimea lor fiind de cca 10 m, iar înălțimea de cca 10 cm, realizîndu-se și o sortare a materialului

(minerale grele pe creste, muscovit în zonele depresionare). La nivel constant al apelor, valurile de nisip au aceiași înălțime ; în cazul descreșterii nivelului apelor, valurile de nisip vor descrește ca înălțime spre oglinda apei (fig. 5.15).

b. *Faciesul ripplat intern* (fig. 5.9) ocupă inshorul intern și corespunde zonei de manifestare a curentului longshore, cu viteze de cca 1 m/sec. putînd fi plasat fie imediat lîngă țărm, în cazul pantelor abrupte, fie în primul șanț mai adîncit, în cadrul pantelor line. Valurile din această zonă sînt de tip surf. Ripplurile formate sînt asimetrice, au amplitudine de 3—4 cm, lățime de 7—10 cm și lungimi de 0,5—1,5 m. Cînd energia valurilor scade, crestele rippleurilor devin plate, înclinate spre țărm (metarippluri). Se pot urmări 2—3 aliniamente de rippluri care corespund ultimelor aliniamente de spargere a valurilor.

c. *Faciesul planar extern,* corespunde zonei principale de spargere a valurilor, apărînd ca o bandă lată de peste 100 m, cu suprafața netedă, cu nisipul compactizat din cauza spălării continue a substratului, ridicării nisipului în suspensie și redepunerea lui în pelicule paralele. Cînd amplitudinea valurilor este mică (20—50 cm), apar rippluri mici cu înălțime de 1 cm (față de cele din faciesurile ripplate de 3—4 cm). Cînd valurile redevin puternice, aceste microrippluri se șterg, materialul este spălat și transportat spre țărm. Pe un perimetru studiat, s-a constatat că zilnic sînt antrenate spre țărm 1000 m^3 de nisip.

d. *Faciesul ripplat extern,* se suprapune zonei de formare a valurilor (offshore) ; ea se întinde de la primul aliniament de spargere a valurilor spre larg incluzînd zona cu valuri de oscilație. Relieful substratului poate avea riduri și șanțuri, mai largi și mai distanțate între ele pe măsură ce ne depărtăm spre larg. Ripplurile din această zonă sînt simetrice și dispuse transversal pe direcția curentului de drift. Viteza de deplasare a sedimentelor (urmărită prin sedimente marcate) poate atinge cîteva zeci de m/zi — în decursul timpului deplasarea atingînd sute de mii de m.

5.1.5. *În Zona selfului intern,* se întîlnesc două tipuri de sedimente depuse pe timp calm hidrodinamic și sedimente depuse în timpul furtunilor. Factorii de transport sînt curenții de drift, curenții de maree, curenții de ripp cu viteze de cca 40 cm/sec și curenții turbionari ascendenți (upwelling). Sedimentele capătă structuri primare specifice timpului de depunere. Pe timp calm hidrodinamic se depune material fin argilos-mîlos) asociat cu multă materie organică păstrînd cel mai adesea bioglife și bioturbații, fie pe suprafața stratului, fie în grosimea sedimentului. Astfel de mîluri organice se întîlnesc în mod frecvent pînă la 20 m adîncime.

Pe timp de furtună, sub acțiunea valurilor și a curenților de furtună, se depun nivele de nisip de 1—2 cm grosime, pe care le găsim intercalate în masa de mîluri organice sau mîluri minerale. Valvele de moluște depuse pe timp de furtună sînt sedimentate cu concavitatea în sus ca efect al transportului și sortării gravitaționale. Grosimea intercalației de nisip dă indicații asupra intensității și duratei furtunii. În cazul furtunilor de scurtă durată, materialul nu are timp să se sorteze și se depun nisipuri mîloase.

În afara acestor structuri primare, pot apare și structuri le deformare, care se datoresc în special etapelor de furtună. Astfel, în cuprinsul rocilor mîloase pot apare fragmente de roci nisipoase, rulate sau nu în funcție de distanța pe care au fost purtate de curenții sau valurile de furtună. Ele reprezintă fragmente din stratul subjacent pe care îl dislocă furtuna. Același lucru se poate urmări și în rocile nisipoase în care apar fragmente de roci mîloase-argiloase. Alteori pe suprafața sedimentelor mîloase, apar mici zone de eroziune, umplute cu nisip dispus în microstructuri oblice — în evantai —, subțierea microstratelor arătînd sensul de transport al valurilor sau curenților de furtună.

În timp de furtună, fenomenul mareic și curenții mareici, antrenează o mare cantitate de nisip pe care îl depune sub formă de valuri de nisip separate de depresiuni umplute cu mîl, determinînd alternanța de mîluri și nisipuri, care se succed de la țărm spre larg, sau nisipul se depune la țărm dînd fenomene de progradare a liniei de țărm (fig. 5.10).

5.1.6. *Transportul și sedimentarea pe pantele continetnale.* Zona de tranziție dintre platforma continentală și cîmpia abisală, este acoperită de sedimente clastice (nisipuri, silturi, mîluri — provenite de pe platformă) și mîluri pelagice (depuse din suspensii argiloase). Unghiul pantei face uneori ca sedimentele să fie instabile, alunecările și curenții turbizi aferenți, fiind foarte frecvenți pe pantă. În timpul alunecării materialul se amestecă iar în zona de stingere a curenților se depune o secvență turbiditică (vezi cap. 4), acoperită de o secvență pelitică — depusă după stingerea curentului turbid. Caracterul episodic al curenților turbizi face ca alternanțele să se repete ; în felul acesta la baza pantei se va acumula o masă importantă de tubidite. Antrenarea materialului se poate face prin canioane la capătul cărora se formează conuri sau delte submerse, făcînd ca grosimea sedimentelor acumulate la baza pantei (turbidite proximale) să fie considerabilă (fig. 4.11.) comparativ cu cele depuse la periferia conurilor de turbidite (turbidite distale) (fig. 4.12.).

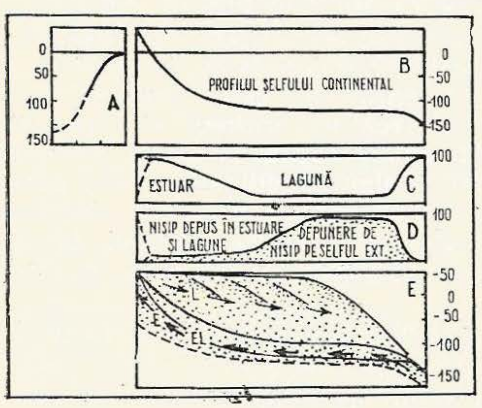


Fig. 5.10. Model de depunere pe platformă îngustă cu fenomen mareic foarte puternic : A. self îngust cu pierdere de sedimente ; B. profil general al selfului continental ; C, D. zonă de self intern cu estuar și lagună cu sedimente de nisip pe selful ext. ; E. Acumulările de sedimente detritice pe întreaga platformă continentală.

5.1.7. *Transportul și sedimentarea în zona abisală.* Sedimentarea din zona abisală se datorește în principal materialului aflat în suspensie. Străbătînd întreaga coloană de apă (1500—6000 m în zona abisală superioară sau 6000—8000 m în zona abisală inferioară) materialul în suspensie intersectează zone cu dinamică diferită a apelor.

La suprafață, divergența sau convergența curenților (fig. 4.14.) influențează productivitatea primară (Seibold, 1978). Curenții de suprafață (25 cm/sec), deplasează suspensiile (Globigerine, Diatomee, minerale argiloase), cu viteze diferite și la distanțe diferite (fig. 5.11). După dis-

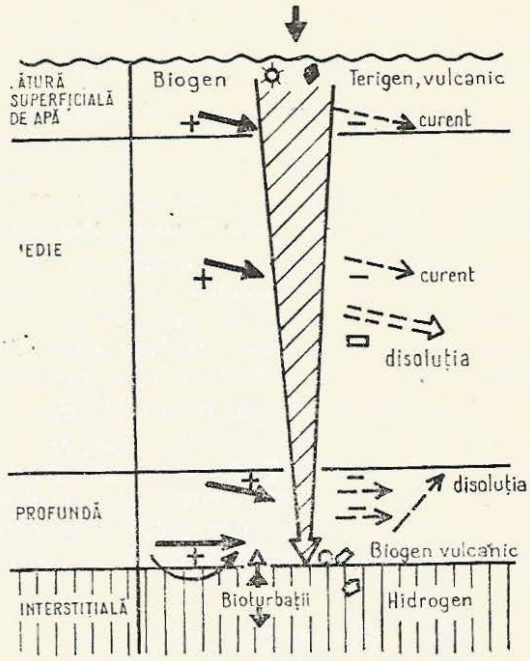


Fig. 5.11. Tipurile de material în suspensie, timpul și distanța de transport. După E. Seibold, 1978.

tribuirea la suprafață, coborînd în zona curenților intermediari (4—10 cm/sec), suspensiile sînt în continuare deplasate, uneori pînă la 100 km. În această pătură intermediară, intervine o nouă selecționare datorată scufundării diferite a suspensiilor în funcție de greutatea specifică. Într-un bazin cu adîncimea medie de 4 km, Globigerinele ating substratul în 40 de ore. Diotomeele în 20 de zile, mineralele argiloase în 2—20 ani. Viteza de scufundare crește pînă de 3 ori, dacă materialul este inclus în pelete fecale (Seibold, 1978), viteza fiind in acest caz a peletelor și nu a testurilor.

Curenții de fund (2—15 cm/sec) reiau materialul într-un nou transport ; Globigerinele sînt purtate pe fundul oceanelor încă 6 km, Diatomeele 70 km, mineralele argiloase 10.000 km — practic complet amestecate. Transportul pe fundul bazinului este favorizat de bioturbații (fig. 5.11.) ; pe 10—40 cm deasupra substratului, activitatea vitală a organismelor bentonice și nectonice produce turbulența apelor ; materialul, antrenat de curentul de fund, poate duce la eroziuni locale, transport și redepunere în ordine stratigrafică inversă (Hollister-Heezen, 1971) ; pe anumite zone apar hiatusuri. În timpul transportului are loc o nouă sortare după morfologia și natura materialului ; cuarțul cu diametrul (∅) de 0,1—0,5 mm este transportat de curenți cu viteze de 10—15 cm/sec ; Globigerinele cu ∅ de 0,1—0,5 mm de curenți cu viteze de 3 cm/sec ; Orbulina cu același ∅ de curenți de 2 cm/sec.

Existența curenților de fund este trădată de morfologia sedimentelor recente ; șanțuri provocate de curenți (Larry Mayer, 1981), depuneri în spatele unor obstacole, ripplluri, valuri de nisip biogen, de silt sau argilă, lungi de cm sau km și înalte de cm sau metri, roci dezgolite de sedimentele recente, cîmpuri de noduli polimetalici sau cruste mangae noase, înclinarea organismelor cu penducul în sensul curentului etc. Aceasta explică de ce în toate probele există atît sedimente abisale actuale (80%) cît și remanieri terțiare (20%) (Moore, 1972).

5.2. **Concentrațiile de minerale grele.** Eroziunea și acumularea din zona de plaje (unde intervine și eroziunea subaeriană) și din zona platformei interne (cu energie maximă a valurilor și curenților) conduce la o sortare în timpul transportului a componentelor materialului detritic, efectul final fiind concentrarea mineralelor grele.

Mineralele grele pot ajunge în mare pe mai multe căi ; prin drenaj continental, prin eroziunea coastelor sau prin reluarea în sedimentare a unor nisipuri cu conținut scăzut de minerale grele. Sortarea lor față de mineralele ușoare poate fi făcută de către valuri, curenți și mai ales de către curentul de spălare a feței bermei(curertul swash).

La gura fluviilor cu bilanț sedimentar excedentar (ex. zone de delte) o parte din materialul drenat de pe continent este antrenat de către valuri sau curenți spre larg sau în lungul țărmului. Din zona de larg (offshore), sedimentele sînt reantrenate de către componenta orizontală a vitezei orbitale a valurilor spre țărm, unde sînt din nou purtate de curentul de țărm (longshore), alcătuind un veritabil curent litoral de aluviuni.

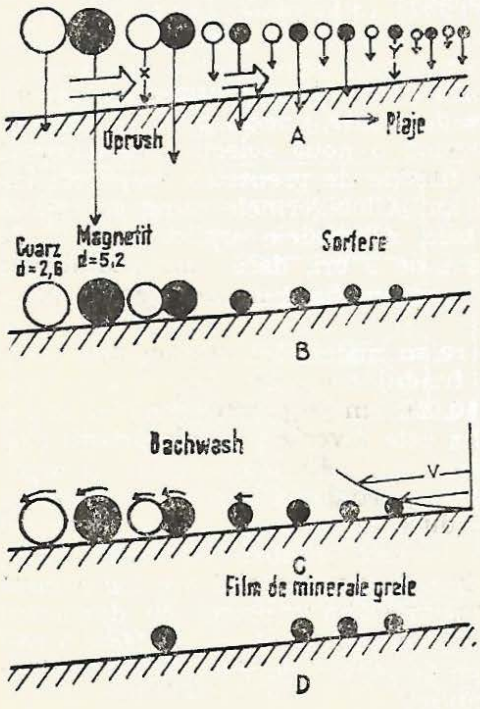


Fig. 5.12. Schema formării peliculei de minerale grele. Transportul materialului în funcție de clasa granulometrică și de greutatea specifică a granulelor : A. ridicarea în suspensie a granulelor din sedimentul de plajă, la trecerea valului de spălare (swash) ; B. granulele de cuarț și magnetit se separă după dimensiuni și greutate specifică în timpul curentului de uprush ; C. reîntoarcerea apelor (curentul backwash) antrenează granulele ușoare (cuarț) lăsînd în urmă o peliculă închisă ; D. minerale grele de dimensiuni mici și mijlocii. Granulele de dimensiuni mari se deplasează repede prin rostogolire pînă la baza bermei. După E. Seibold, 1973.

Transportul elementelor se face în funcție de clasa granulometrică și de greutatea specifică a granulelor (fig. 5.12.). La suprafața acestui curent de aluviuni se deplasează mineralele ușoare, iar într-o pătură situată imediat sub mineralele ușoare, se deplasează mult mai încet, sau se acumulează mineralele grele.

Sortarea mineralelor grele începe în zona offshore la adîncime egală cu limita de influență a valurilor și se intensifică în lungul țărmului. Acumulări maxime se găsesc în fața barelor submarine și a bermei inferioare sau în zona de spălare a țărmului (zona de swash) (fig. 5.13.). În lungul țărmului, curentul (longshore) are acțiune de eroziune în zona de formare, acțiune de transport în zona lui intermediară, iar în zona în care își schimbă direcția îndreptîndu-se din nou spre larg (curentul de întoarcere — ripp) are acțiune de depunere. Sortarea în lungul țărmului se face pînă în zona foreshore. Mineralele grele se acumulează preferențial în zona de eroziune a curentului longshore (15% din nisip poate reprezenta minerale grele) sau în zona de tranzit (5,8%) în timp ce în zona de sedimentare nu apar decît 1,8% minerale grele.

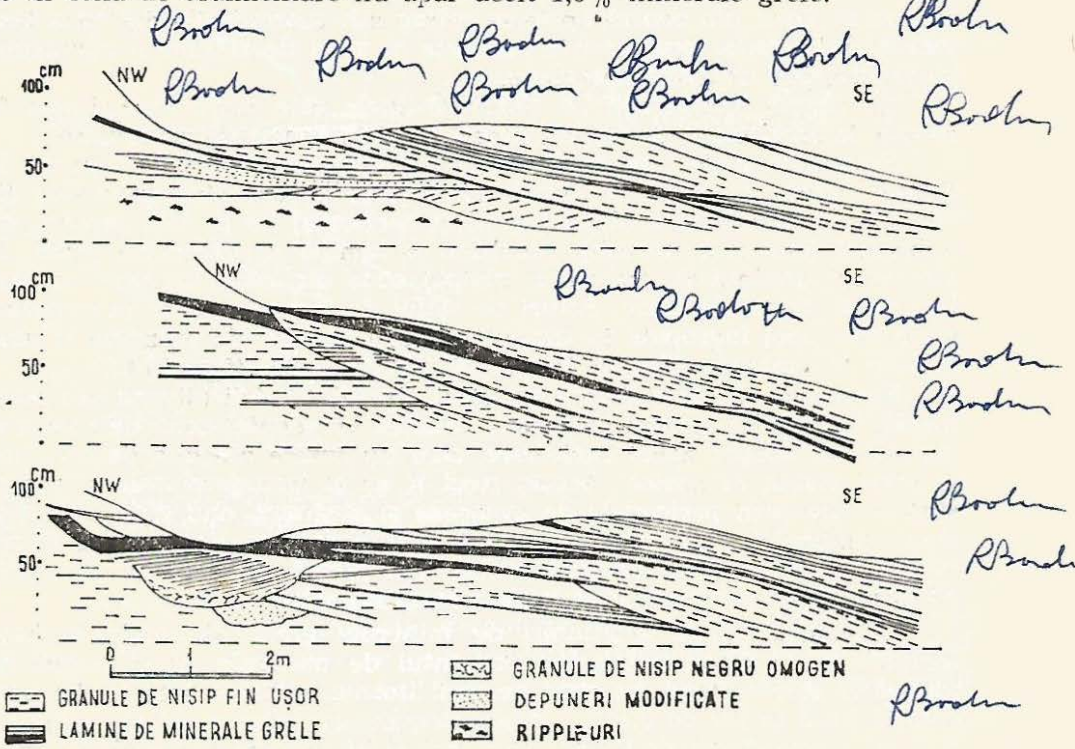


Fig. 5.13. Pelicule de minerale grèle în zona de swash. După E. Seibold, 1973.

În prospecțiunea de minerale grele, recunoașterea zonelor de eroziune și de tranzit reprezintă operația de bază. Mobilitatea sedimentelor din această zonă de țărm face ca adeseori zonele de acumulare de minerale grele să fie acoperită de sedimente mai noi. În zona de spălare a valurilor (zona de swash) mineralele grele apar sub formă de lamine

îngropate (fig. 5.13.). În zona de activitate a curentului longshore apar sub formă de zone de acumulare de minerale grele (fostele zone de eroziune și de tranzit) acoperite de zone de depunere a mineralelor ușoare. Acumularea de nisipuri litorale dă naștere cordoanelor litorale care au către partea lor superioară acumulările de minerale grele. Dacă într-o zonă litorală apare o succesiune de cordoane a căror altitudine este din ce în ce mai mare cu cît ne depărtăm de oglinda apei, unind laminele cu acumulări de minerale grele vom obține o bandă continuă cu înclinare spre țărm, bogată în minerale grele (fig. 5.15.c). Dacă din contră, cordoanele litorale au altitudine din ce în ce mai mică spre zona de larg, banda de minerale grele are înclinare spre larg. Dacă suita de cordoane litorale se menține la aceeași altitudine, acumluarea de minerale grele formează o bandă orizontală (fig. 5.15. A). Cele trei situații corespund momentelor de transgresiune, regresiune sau nivel constant al apelor.

În decursul timpului concentrațiile de minerale grele realizate în zona bermei litorale pot fi acoperite de apă, devenind astfel acumulări submerse. Dacă din contră apele se retrag atît acumulările din zona bermei litorale, cît și acumulările realizate în zona de acțiune a curentului longshore pot deveni subaeriene.

De regulă, conținutul de minerale grele este mult mai ridicat în zonele de eroziune și de tranzit litoral decît în zonele de acumulare.

Eroziunea plajei poate fi datorată valurilor mari de furtună în timpul cărora în zona de swash mineralele ușoare sînt antrenate fie spre partea submersă a plajei (curentul backeash) fie pe fața posterioară a bermei (curentul uprush), rezultînd o lamină de minerale grele. În momentul diminuării valurilor, nisipul adus din baza bermei acoperă lamina de minerale grele. Seturi de astfel de lamine bogate în minerale grele sînt apoi îngropate în timpul migrării zonelor de eroziune și acumulare îngemănate (Ștefan Panin, N. Panin, 1969) (fig. 5.14.).

Eroziunea se poate datora variației nivelului mării (diurnă sau sezonieră). La nivelul maxim al apelor, valurile vor depăși zona de swash și vor acționa asupra zonei backshore, care nu fusese afectată de eroziune la nivel scăzut al apelor. Același efect îl au și transgresiunile și regresiunile care prin perioadele de avansare și stagnare, dau efecte de eroziune (îmbogățire în minerale grele) și sedimentare (îngroparea mineralelor grele). Aceste nisipuri relicte sub formă de cordoane paralele cu țărmul, pot reprezenta surse de minerale grele.

Cele mai bogate acumulări de minerale grele, sînt cele în care sortarea s-a realizat subaerian procentul de minerale grele putînd să ajungă la 0,36—0,60%. În zona bermei litorale, sortarea este medie procetajul fiind în jur de 0,16% ; dacă intervine și sortarea eoliană se poate ajunge la concetrații de 0,65%. Cea mai slabă sortare a mieralelor grele se face în zona selfului intern (sub apă) 0,02—0,12%.

Prin sortări repetate, numeroase sectoare din zonele de plaje au devenit zone de concentrații de minerale utile.

Plaja de la Noma (Alaska) este vestită pentru nisipurile aurifere. Plaja insulei Kyushi (arhipelagul Japonez) are nisipuri cu magnetit. Pe litoralul românesc, la Vadul (sector al grindului Chituc) sînt importante concentrații de nisipuri titanifere.

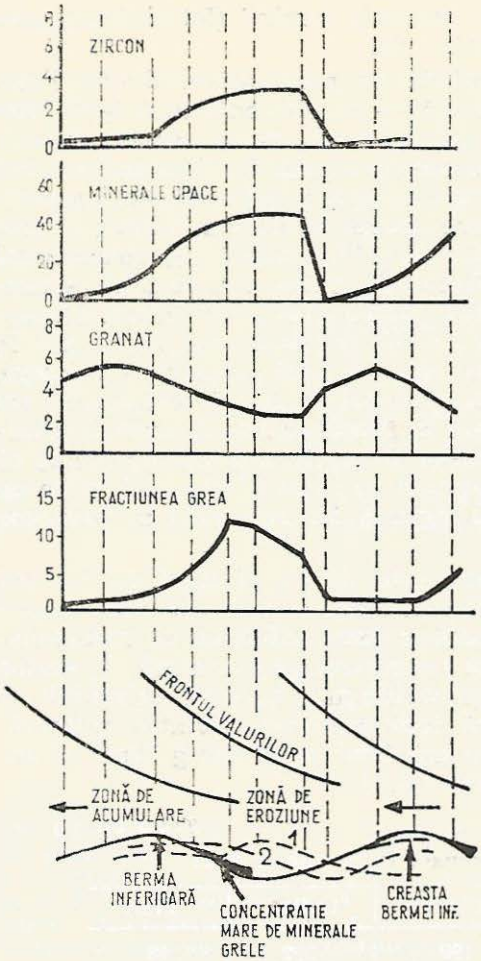


Fig. 5.14. Fenomene de eroziune și acumulare îngemănate. După Ștefana Panin și N. Panin, 1969.

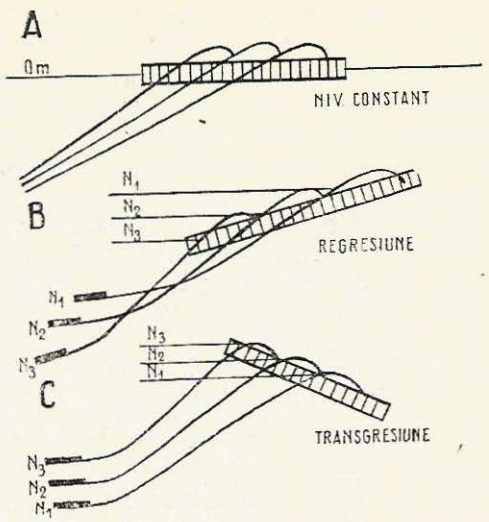


Fig. 5.15. Evoluția țărmului și acumularea de minerale grele în funcție de variația nivelului apelor. După Zenkovici, în Panin și Ștefana Panin, 1969.

Concentrații de minerale grele se pot găsi în toate zonele de depunere a excedentului de material drenat de fluvii de pe continent, dar și pe tot selful continental care prin oscilația nivelului apelor în decursul timpului a putut să fie exodat, linia de țărm să se deplaseze, sau selful să aibă adîncimi foarte mici ale apelor.

6. PARTICIPAREA ORGANISMELOR ÎN PROCESELE DE SEDIMENTARE

În mediul marin are loc un proces continuu de transformare a elementelor sau compușilor anorganici, în materie organică. Producerea primei forme de carbon organic o fac plantele marine (în special fitoplanc-

tonul), care, prin sinteza organică, în prezența luminii (fotosinteză), produce materie vie (productivitatea primară).

6.1. **Productivitatea primară** depinde de penetrația radiației luminoase — în special franțiunea albastră — și de conținutul în bioelemente (CNP etc.). Productivitatea primară reprezintă sursa principală de materie organică din bazinele oceanice (cca 40 milioane tone/an). Producerea carbonului organic este condiționată, însă de prezența anumitor elemente anorganice în mediul marin, cu rol direct sau indirect în procesul de asimilare clorofiliană. Astfel K, Mg, sulfații, în concentrații mari au rol nutritiv; N și P (sub formă de nitrați sau fosfați) în cantități reduse la cîteva mg/m^3 limitează productivitatea primară. Raportul atomic normal pentru întreținerea vieții vegetale este de 15 N/1 P. Fe și Si controlează factorii limitanți. Mo, asigură diviziunea celulară. Cu și Mn, deși totdeauna prezenți în procesul de fotosinteză au un rol insuficient clarificat. Dezvoltarea mare a fitoplanctonului duce la sărăcirea apelor în azot. Dozarea elemenelor în apele marine a reliefat că pînă la 100 m adîncime N și P au valori mari; între 500—1000 m scade mai ales procentul de fosfor (40—50 mg/m^3), iar sub 1000 m adîncime 30—40 mg/P/m^3 apă.

Reiese că productivitatea primară este direct afectată de factorii energetici (lumina) de factorii nuritivi (K, Mg, sulfați), de stimulatorii de creștere (Mo), de densitatea populațiilor (care influențează metabolismul) și de raportul N/P care limitează productivitatea primară. În același timp, circulația verticală a apelor (upwellingul), curenții orizontali și existența consumatorilor, influențează indirect productivtatea primară. Productivitatea primară se exprimă în mg C/m^3 pe zi sau g C/m^3 pe an. Ea variază în diferite oceane și mări (tabel 6.1.).

Tabel 6.1.

Repartiția productivității primare în oceane și mări

	Pacific	Atlantic	Indian	Mări
mg/Cm^3/zi	127	190	222	268
g C/m^3/an	46,6	69,4	81	91,8

Se constată o variație a conținutului de C organic și după zona de sedimentare;

Tabel 6.2.

Conținutul în C organic după zona de sedimentare

Ocean deschis	30 g C/m^3/an
Zona de țărm	100 g C/m^3/an
Zona de upwelling	300 g C/m^3/an

Foarte mulți producători primari, în afara carbonului organic, oferă procesului de sedimentare și o importantă cantitate de schelete minerale (calcaroase sau silicioase) a căror participare la formarea sedimentelor poate depăși 30%.

Productivitatea primară (standing crop) stă la baza productivității secundare — consumatori ai productivității primare — (standing Stock).

6.2. Dintre **producătorii secundari,** rol important în sedimentare revine planctonului animal și bentosului.

6.2.1. *Zooplanctonul (planctorul animal)* spre deosebire de fitoplancton, care este limitat la pătura de apă în care pătrunde lumina, este distribuit pe toată suprafața și grosimea păturii de apă (fig. 6.1.). În compoziția lui intră organisme holoplanctonice (își trăiesc toate stadiile de viață plactonic) și meroplanctonice (stadiul de ou și embrion — planctonic, stadiul adult-fixat). Zooplanctonul are o mare posibilitate de răspîndire (avînd organe de plutire) și mișcări ritmict pe verticală (diurne sau sezoniere) dictate de intensitatea luminii, vîscozitate a apei sau cicluri de hrană, de viață. Zona epipelagică este bogată în fitoplancton cu diviziune directă și cicluri de viață scurte, generațiile se succed rapid ; ele dau „înfloriri" ale mediului marin. Celelalte zone sînt bogate în zooplancton, cu dezvoltare lentă realizată prin stadii (ou, embrion, adult).

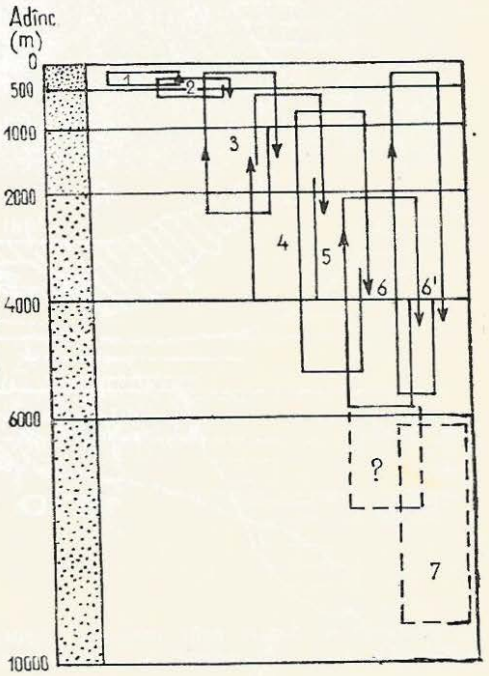


Fig. 6.1. Distribuția actuală a organismelor planctonice ; 1 — specii superficiale ; 2 — epi-mezo și intrapelagic ; 3 — idem ca la 2 dar cu batipelagic ; 4 — batipelagice ; 5 — abisopelagice ; 6, 6' — în toată grosimea apei ; 7 — hadalopelagic. După Vinogradov, din Pora, 1974.

Masa organică și scheletele minerale produse de plancton cad ca o „ploaie" pe substratul bazinelor, atît pe platformele continentale (plancton neritic) cît și pe fundul oceanic (plancton oceanic), unde adesea sînt singurele organisme care se găsesc în sediment.

6.2.2. *Nectonul* deși cu rol mai mic în sedimentare, participă și el ca producător secundar (cefalopode, pești, ofidieni, mamifere, delfini, balene, etc.) contribuind la biomasa totală a oceanelor.

6.2.3 *Bentosul* este dependent de substrat. 25% din substratul mărilor și oceanelor este reprezentat prin depozite terigene și 75% prin depo-

zite pelagico-biogene. Substratul terigen depinde de natura țărmului (pietriș, bolovăniș, nisip, mîl, biogen) și de structura țărmului (țărm de eroziune, de transport, de depunere).

Se constată scăderea progresivă a fitobentosului și creșterea zoobentosului cu adîncimea și relieful substratului. În zonele litorale algele calcifile dau recifi algali (fig. 6.2). Algele calcifuge, prin dezvoltarea lor perenă sau anuală, contribuie la alcătuirea biomasei. Smulse din bentosul inițial, sau cele prevăzute cu organe de plutire purtate de curenți (ex. curentul Floridei) și aglomerate pe anumite suprafețe — gen marea cu Sargassum (4,4 milioane km^2) — fac ca productivitatea primară să crească foarte mult.

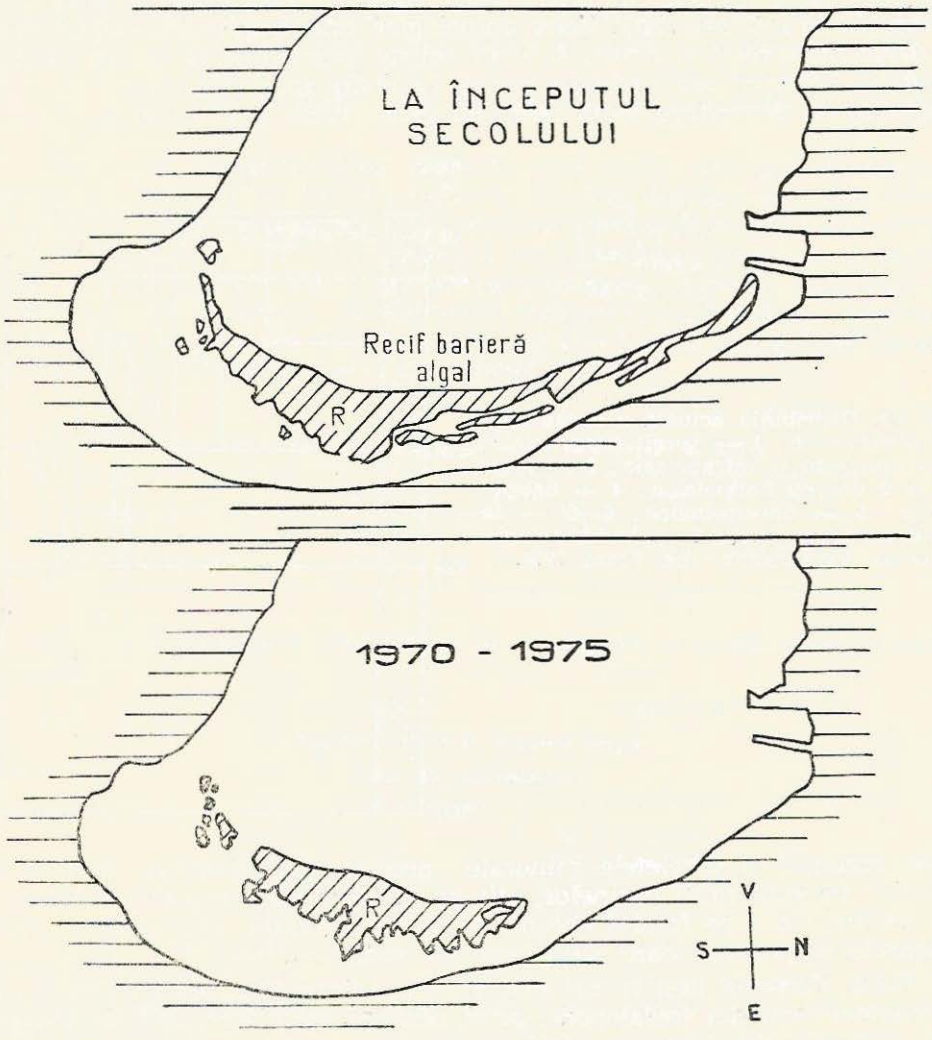
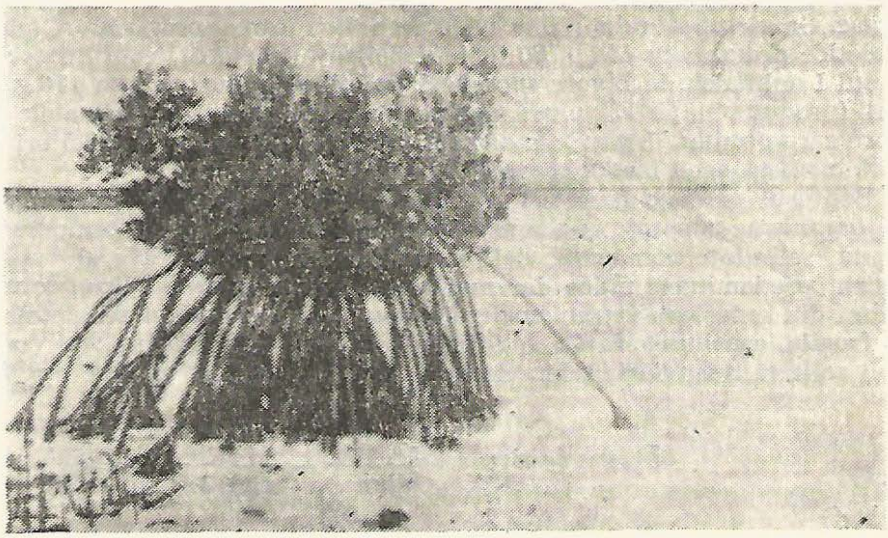


Fig. 6.2. Recif barieră algal (Posidonia oceanica) ; a — la începutul secolului ; b — în anii 1970—1975 distrugerea recifului ca efect al poluării. După Boudouresque, 1975.

Fanerogamele marine pot pătrunde pînă la 60—70 m adîncime. În estuare cu ape salmastre, calde (20°C) cu substrat terigen oxigenat (27,5—96,6 ‰ oxigen) cu pH relativ constant (7,6—6,6) și substanțe organice abundente ,se dezvoltă formațiuni de mangrove (fig. 6.3).



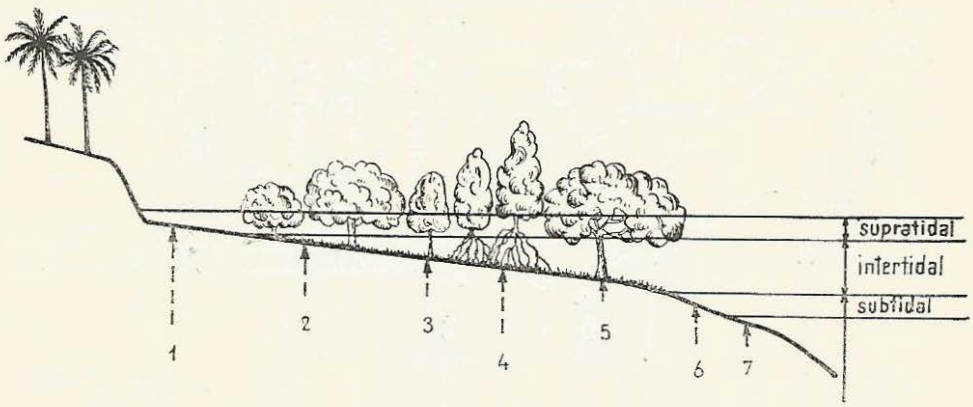


Fig. 6.3. Formarea mangrovelor ; 1 — spațiu langunar fără vegetație (slikk-uri) ; 2 — Avicennia ; 3 — Ceriops ; 4 — Rhizophora ; 5 — Sonneratia ; 6 și 7 — alge fitofile și zosteracee.

Zoobentosul, dependent de etajele topografice (supratidal, intertidal subtidal, de platformă) are aspect mozaicat, întrepătruns cu formele vegetale, în funcție de condițiile de mediu și hrană. Dintre diversele biocenoze care se pot stabili pentru fiecare etaj topografic, cea mai mare producție de biomasă se află în zona recifală.

6.2.4. *Zona recifală* (30° latitudine N și S). Coralii, organisme foarte exigente la temperatură (20—23°C), la salinitate (35‰), lumină (asigură condițiile de dezvoltare a algelor simbiotice), dinamica apelor (împrospă-

tează oxigenul în apă și aduc particule de hrană), au forme și structuri diferite. Recifii pot fi sub formă de atol, barieră (între ea și țărm limitînd o lagună) sau recif riveran. Structura (fig. 6.4) este dictată de raportul dintre speciile de corali (se cunosc peste 700 specii actuale de corali), algele simbiotice (zoochlorele), alte organisme participante și materialul detritic. Se stabilesc relații precise biocenotice între producători (algele simbiotice produc cca 650—750 g/m^2 substanță organică), consumatori de ordinul I animalele ierbivore spongieri, polipi — produs pînă la 170 g/m^2), corali (produc pînă la 120 g/m^2), consumatori de ordinul II (animalele carnivore care produc 11 g/m^2). În zonele recifale se produce de 12,5 ori mai multă biomasă decît media oceanică.

Bentosul profund (sub 200 m adîncime) este lipsit de plante, cuprinzînd organisme adaptate condițiilor speciale ale acestei zone (temperatura scăzută, salinitate constantă, deficit de oxigen, calm relativ al apelor, substrat predominant mîlos dar mai ales presiune mare și lipsa totală a luminii din exterior). Organismele au metabolism lent încît scheletele lor sînt fragile, cantitatea de Ca și Si asimilate fiind insuficiente ; se cunosc corali solitari, spongieri, echinoderme, pești, holoturide, bivalve etc. Bio-

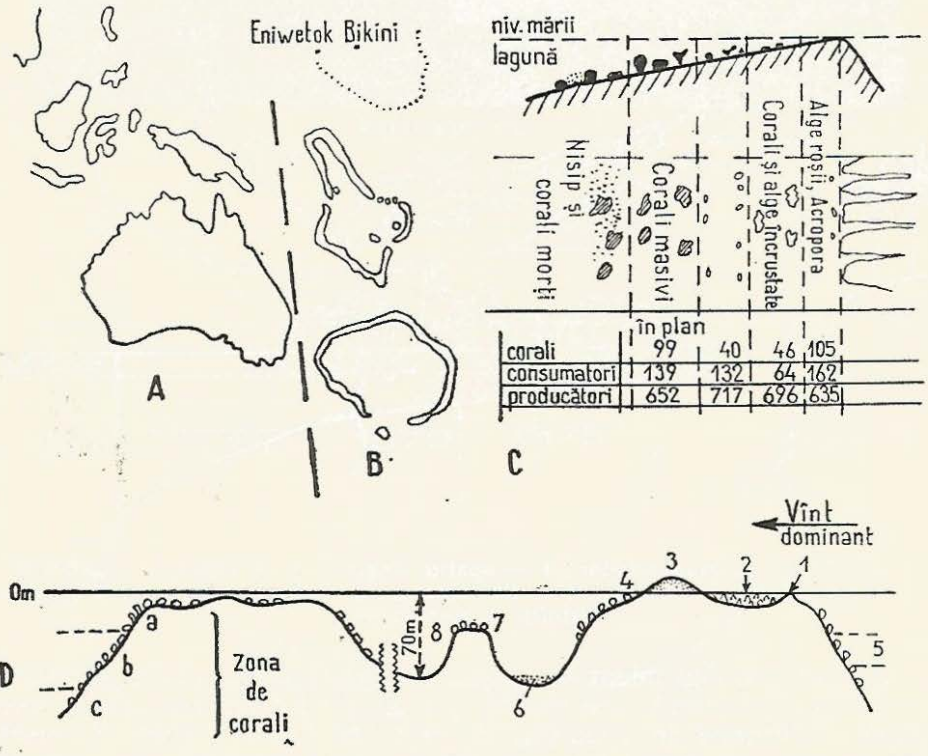


Fig. 6.4. Structura unor recifi actuali din insulele Marshall ; A — poziția geografică ; B — aspectul a doi atoli din insulele Marshall ; C — secțiune prin atolul Enivetok ; D — secțiune printr-un atol de tip Bikini ; 1 — creastă algală ; 2 — microatol ; 3 — dune ; 4 — zone cu polipi ; 5 — zone cu corali ; 6 — nisip ; 7 — recif intern ; 8 — zone cu corali ; a — Acropora ; b — Echinophyllia ; c — Leptoseris.
După J. Roger, 1974.

masa rămîne redusă (0,2—1 g/m^2), la care se adaugă „ploaia" de cadavre ale zonelor pelagice.

Relația dintre substrat și organismele bentonice depinde și de limita potențialului de oxigen (limita de regenerare a oxigenului), care controlează repartiția vieţuitoarelor. Dacă limita potențialului de O_2 trece prin substrat, bazinul este aerat, dezvoltarea vieţuitoarelor bentonice fiind favorizată ; dacă limita potențialului de oxigen trece prin masa apei, bazinul este infectat cu H_2S, devine un bazin euxinic în care vor rezista numai unele organisme mici, cu cochilii foarte subțiri (CO_3Ca este în cantitate foarte mică sau lipsește). Sedimentele depuse sînt pelitice, de culoare neagră datorită prezenței materiei organice și marcasitei. În bazinele euxinice lipsesc lamelibranchiatele cu sifon care nu pot trăi fără oxigen, precum și foraminiferele bentonice; sînt frecvente urmele de tîrîre ale viermilor.

Limita potențialului de oxigen poate coborî adînc în sedimente pe unele zone sau se poate ridica în masa apei pe alte zone, luînd astfel un aspect sinuos. Infestarea cu H_2S se poate datora scăderii temperaturii, modificării salinității, epidemiilor, care pot provoca mortalități în masă cu apariția temporară a mediului euxinic.

6.2.5. *Adaptarea organismelor la diferite tipuri de substrat*. Organismele se adaptează la toate zonele batimetrice ale mediului marin oxigenat, dar maximum de frecvență îl au în zonele de mică adîncime (fig. 6.5).

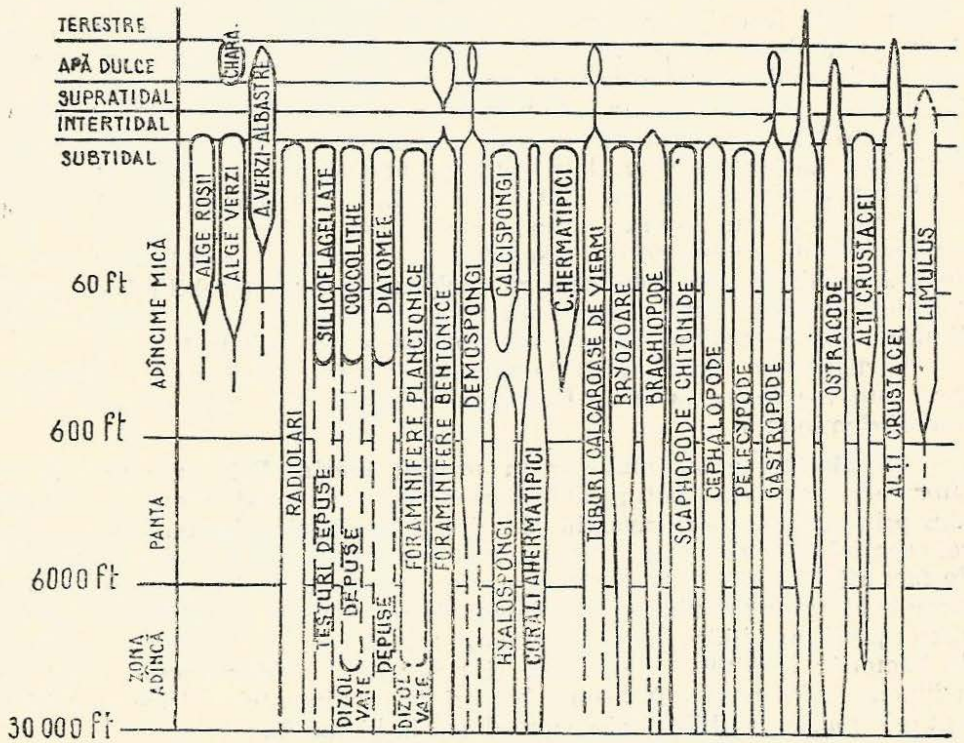


Fig. 6.5. Distribuția actuală după adîncimea apei a principalelor nevertebrate fosilizate. După P. H. Heckel, 1976.

În cazul unui substrat stîncos, cu apele agitate de valuri, algele verzi roșii și brune, găsesc cele mai bune condiții de viață, ele alcătuind o primă biodermă a stîncilor ostile. Unele alge sînt prevăzute cu organe de fixare (Laminaria, Macrocystites) altele au dezvoltare incrustantă (Lithothamnium). Animalele adaptate substratului stîncos sînt în majoritate fixate : spongierii, celenteratele, viermii calcaroși se fixează prin baza corpului direct pe substrat sau pe bolovani mari ; bryozoarele au colonii incrustante (aplatizate) ; brachiopodele au peduncul scurt și gros (foramen foarte larg), altele se fixează direct prin umbone, spini sau prin valva inferioară ; lamellibranchiatele sînt și ele fixate de substrat (direct prin valve-Ostea, Spondiylus sau prin bysus — Mytilus) ; adaptate în mod preponderent zonelor tidale, Patelidele dintre gasteropode se fixează prin marginea cochiliei conice, iar Vermetidele se fixează și se deformează prin răsucire dezordonată a cochiliei avînd preferință pentru zonele recifale (fenomen care poate fi observat și la unele ammonoidee ex Hipponites). Dintre crustacei se adaptează substratului stîncos Cirripedele (Balanus) care se fixează pe substrat, pe stînci, pe alte cochilii sau pe alge.

Unele organisme se adaptează la substratul stîncos perforînd canale sau găuri ca adăpost în stînci (Polydora, Triponites, viermi, unii crustacei, bivalve litofage — (Pholas, Lithophaga) ; alte organisme se ancorează cu ajutorul spinilor de substrat (echinoderme endociclice).

Substratul moale poate fi reprezentat prin nisip, silt, mîl. Organismele pot fi libere pe substrat sau fixate. Spongierii se fixează prin prelungiri radicelare, bryozoarele prin discuri, aspectul coloniilor fiind ramificat, crinoideele au pduncul și brațe lungi și ramificate. Organismele care trăiesc libere pe substratul moale își măresc suprafața pentru a nu se afunda ; spongierii apar sub formă de cupă largă, bivalvele, brachiopodele au regiunea cardială alungită și suprafața acoperită cu spini foarte dezvoltați, gasteropodele au labrumul evazat, digitat (Aporrhais, Phalium). Pe substrat nisipos, în ape agitate, cochiliile sînt foarte puternic sculptate (coaste, radiare, spirale, transversale, rețele, tuberculi), sculptura mărind suprafața de ancorare. Dacă substratul este nisipos și hidrodinamica redusă cochiliile sînt aplatizate cu sculptura redusă (cochilii lise) gasteropodele (Conus, Natica, Phallium) și bivalvele (Cyrena, Venus, Mya, Donax, Tapes) trăiesc libere sau înfundate în substrat.

Participarea organismelor bentonice cu schelet calcaros la sedimentare este foarte importantă, fracțiunea biogenă din nisipuri putînd fi uneori dominantă .

6.3. **Bacteriile și rolul lor în mediul marin.** Prin răspîndirea pe suprafața și grosimea păturii de apă ca și în grosimea sedimentelor, dar mai ales prin intervenția în reacțiile chimice și biochimice, bacteriile joacă un rol esențial în mediul marin. Frecvența lor variabilă (fig. 6.6) este controlată de factorii biologici și factorii de mediu. Fitoplanctonul limitează dezvoltarea bacteriilor (maximum fitoplanctonic corespunde cu minimum bacterian) ; presiunea hidrostatică selectează speciile dar nu limitează numărul de bacterii ; cantitatea de oxigen și potențialul oxidoreductor, tipul de sediment, influențează frecvența bacteriilor (sedimentele siltice-aleuritice sînt cele mai favorabile, mai ales cînd conțin biomasă).

În mediul marin bacteriile acționează : a) asupra diagenezei sedimentelor ; b) în reacțiile chimico-biologice.

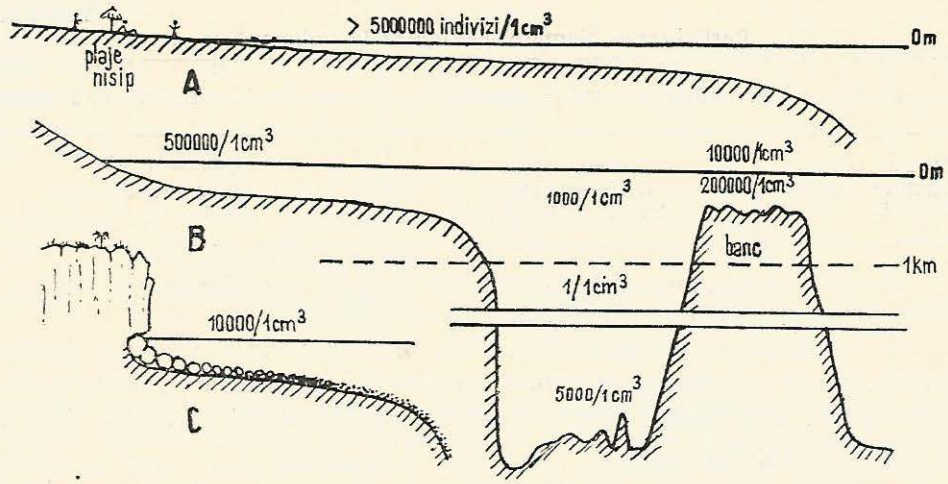


Fig. 6.6. Răspîndirea bacteriilor în mediul marin : A — în zonele de larg ; B — pe plaje ; C — în zona falezei. După E. A. Pora și I. Oroș, 1974.

a) În diageneza sedimentelor, cel puțin două procese sînt datorate bacteriilor ; — cimentarea particulelor și transformarea materiei organice în substanțe anorganice. Acționînd asupra materiei organice o descompun ; carbonul și azotul rezultat ajung la valori de 8C/1N ,12C/1N raport favorabil formării humusului care va cimenta particulele sedimentare. Bacteriile transformă substanța organică în substanțe anorganice ; cele denitrifiante sau sulforeductoare determină precipitarea carbonului organic în jurul lor ; îngreuiate vor cădea pe fundul oceanic unde se vor acumula mîluri cretoase. Ionii de Fe și Mn rămași liberi sînt si ei oxidați de alte specii de bacterii, oxizii insolubili depunîndu-se sub formă de cruste sau concrețiuni metalice.

b) Descompunînd materia organică, bacteriile asigură circulația substanțelor anorganice în mări și oceane (C, N, P, Fe, etc.). Bacteriile, organisme chemosintetizante, sînt producători primari, care folosesc alte surse de energie decît lumina. Ele consumă foarte mult oxigen (30 cm^3/oră, față de 1 cm^3/oră animalele marine), reacțiile producîndu-se totdeauna în prezența P, N, CO_2, contribuind la apariția mediilor euxinice.

6.4. **Biomasa în Oceanul planetar și în Marea Neagră.** Prin termenul de biomasă se înțelege cantitatea generală de faună și floră pe unitatea de volum. În mod normal trebuie exprimat și raportul de participare al animalelor față de plante. Raportul $\frac{Zoo}{Phyto}$ variază de la țărm spre adîncime unde devine $\frac{Zoo}{O}$ În mediul euxinic raportul este invers $\frac{Phyto}{O}$ Cel mai bogat în organisme este țărmul de acumulare, iar cel mai sărac cel de spălare.

O imagine generală a participării biomasei bentonice la sedimentare a fost dată de M. H. Thandrup (1935) care a urmărit frecvența cîtorva genuri și specii la sedimentarea din Marea Nordului.

Tabel 6.3.

Participarea biomasei bentonice la sedimentare

Genul	Nr. exemplare/m² = densitatea	Greutatea brută g/m² = biomasa
Mytilus edulis	2.000— 12.000	9,500—75,000
Cardium edule	4.675— 11.000	5,809— 8,250
Hydrobia ulva	46.300—271.920	411— 2,000

Rezultă că biomasa este dependentă de talia organismelor și de frecvența lor pe unitatea de suprafață.

În condițiile modificării salinității, din multitudinea organismelor marine, unele se adaptează apelor pe cale de desalinizare, altele apelor suprahaline. Sînt puține grupele care au reprezentanți în toate tipurile de salinități (fig. 6.7).

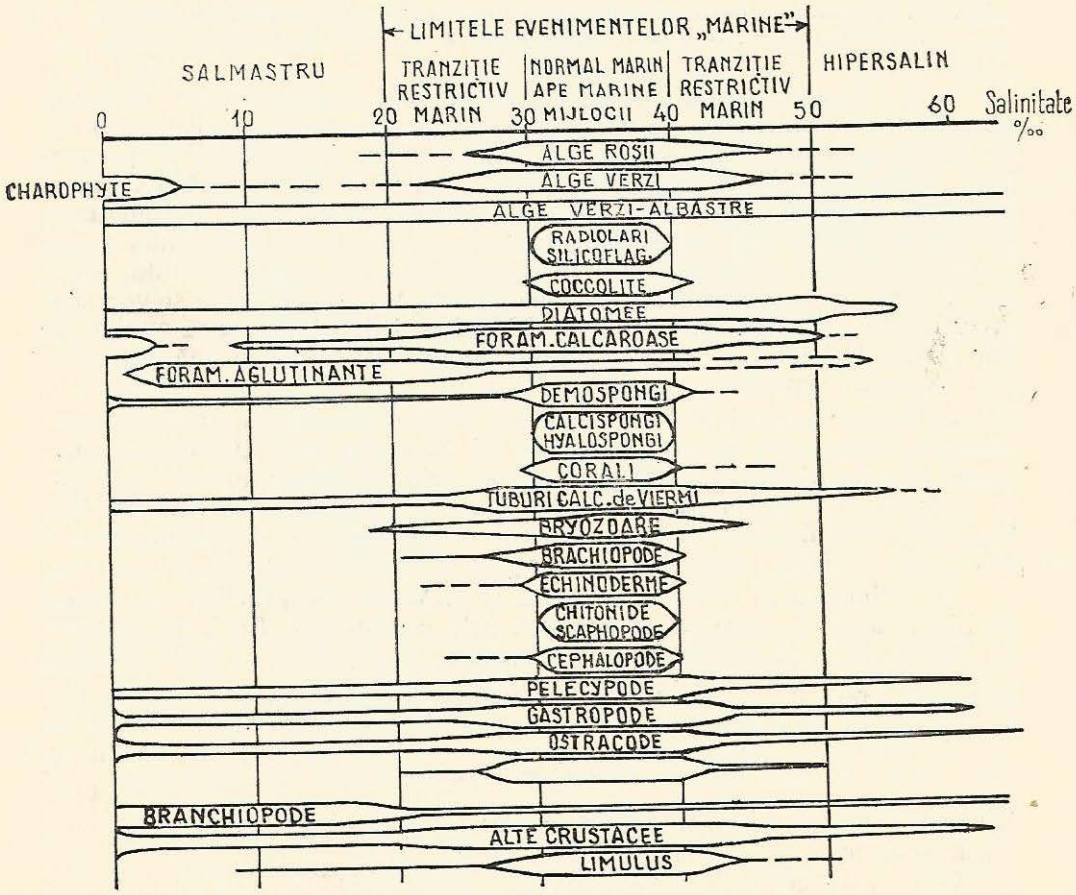


Fig. 6.7. Repartiția actuală a principalelor nevertebrate fosilizabile în funcție de salinitate. După P. H. Heckel, 1976.

În Marea Neagră, prezența barierei de H_2S face să scadă conținutul în azotați și să crească cel în fosfați. Bioproductivitatea este mare. Urmărind cantitatea de carbon elaborat a reeșit că biomasa maximă este în zona litorală $\pm$500 mg C/m^3/zi ; în zonele depărtate de țărm biomasa scade la 100—200 mg C/m^3/zi, iar în zonele de întîlnire a curenților, unde în general este penurie de substanță organică, biomasa este foarte redusă (10—20 mg C/m^3/zi).

Repartizarea cantității totale de materie organică din Marea Neagră pe diverse grupe de organisme arată următoarea situație :

Productivitate primară	100.000 t/an
Microfitele	2.400 t/an
Bentos + aport piscicol	9.000 t/zi
Total =	111.400 t/an

Din acestea, 12.000 tone se depun pe fundul mării, 95.000 t sînt supuse mineralizării de către bacterii și 3.000 tone se pierd anual prin scurgerea apei spre Mediterana. Asemenea cantități de biomasă explică formarea mîlurilor sapropelice actuale din Marea Neagră ca și formarea lor în diversele etape geologice în diferite regiuni ale lumii.

Participarea organismelor la sedimentogenoză, reprezintă un proces care începe în momentul transformării substanței anorganice în materie vie (fotosinteză) și se continuă prin adaptarea organismelor vii la diversele condiții de mediu (fig. 6.8). Procesele biochimice sînt continuu inter-

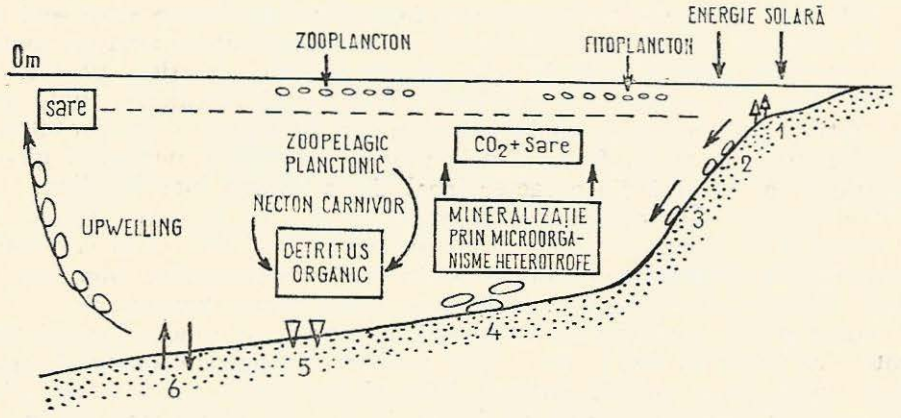


Fig. 6.8. Relația dintre tipurile de organisme marine și sedimentare : 1 — fitobentos ; 2 — zoobentos erbivor ; 3 — sedimente ; 4 — zoobentos carnivor ; 5 — zoobentos detritivor și limivor ; 6 — schimburi între sediment și apele de pe fundul bazinului. După J. Roger, 1974.

pătrunse cu procesele chimice încît, paralel cu bioproductivitatea are loc mineralogeneza specifică mediului marin.

După moarte, organismele depun atît masa de materie organică ce se va transforma sau nu în hidrocarburi sau cărbuni, cît și scheletele minerale care alături de materialul detritic vor participa la procesul de litogeneză.

PARTEA II-a

7. CUATERNAR MARIN

După prezentarea sumară a proceselor fizico-chimice și biologice legate de masa de apă precum și de formarea sedimentelor actuale, înainte de a intra în descrierea morfostructurală a unităților majore ale mediului marin, am considerat necesară prezentarea unora dintre principalele probleme ale Cuaternarului marin. Sînt privite în paralel evenimentele din Mediterana și Marea Neagră a căror evoluție este strîns legată.

Cuaternarul, ca ultimă formațiune geologică, prin numeroasele argumente lito și biologice pe care le conservă, permite corelarea directă a evenimentelor actuale de sedimentare și dezvoltare a vieții și ușurează descifrarea condițiilor din trecutul mai îndepărtat al Pămîntului.

Sub sedimentele actuale, primele formațiuni geologice care se întîlnesc în forajele din domeniile marine și oceanice sînt depozitele cuaternare. Ele apar relativ puțin în aflorimente (în zona franjei litorale, pe terasele marine), arătînd că extinderea mărilor și oceanelor cuaternare era relativ egală cu cea actuală. Asemănarea litologică și paleontologică cu sedimentele actuale, face ca delimitarea pe criterii paleontologice și biozonarea lor să aibă fie caracter local, fie o anume incertitudine.

Din studiul depozitelor continentale se știe că timpul cuaternar a fost dominat de fenomene climaice ,că durata lui (—1,9 m.a.) foarte scurtă, nu a permis o schimbare spectaculoasă în floră și faună și că singurul eveniment biologic, demn de luat în discuție, este evoluția hominidelor.

Încărcarea și descărcarea cu ghiață a celor două zone polare și temperate, era firesc să dea naștere unor mișcări ale scoarței (mișcări eustatice și, local, fenomene de cutare). Mișcările verticale au avut ca efect numeroase schimbări laterale de facies, în zona de platformă, schimbări care au complicat încă și mai mult cunoașterea și interpretarea cuaternarului marin.

7.1. Teorii asupra interpretării depozitelor cuaternare

Studiile disparate s-au axat fie pe biostratigrafie, fie pe observații tectonice, climatice, antropologice sau resturi ale industriei umane, abordînd criterii diferite de subdivizare și interpretare. În ultimii ani cercetările paleomagnetice, ale izotopilor stabili sau radioactivi au oferit date foarte prețioase care permit sintetizarea evenimentelor.

Cîteva teorii au rămas dominante. Printre acestea, teoria g l a c i o e u s t a t i c ă (Daly 1937), admite că perioadele glaciare, prin stocarea

apei sub formă de ghiață, corespund unor regresiuni globale, în timp ce în perioadele interglaciare, ridicarea nivelului apei provenite din topirea gheții a dus nemijlocit la transgresiuni. Amploarea transgresiunilor și regresiunilor a depins de intensitatea evenimentelor climatice. Oricum, în toate mările și oceanele au putut fi identificate patru momente importante de glaciațiune din care pentru ultima etapă glaciară au fost separate 4 evenimente glaciare, ceea ce face ca în forajele marine să apară 8 intercalații cu asociații paleontologice de apă rece.

Teoria regresiunii continue susține că din pliocen pînă azi, retragerea apelor a fost continuă. Forma de manifestare a putut fi lentă, fără întreruperi, sau regresiunea continuă a avut momente de stagnare în care apele au sculptat cele trei terase marine principale (fără să luăm în considerație denivelările mai mici din cadrul fiecărei terase).

Teoria fenomenelor tectonice încearcă să lămurească dacă actuala poziție a teraselor coincide cu vechile nivele ale apelor marine, sau unele din ele sînt ridicate sau coborîte în tectonica recentă. Situațiile de teren au arătat că ridicări lente ale continentelor au favorizat eroziunea, în timp ce depunerea materialului a putut provoca subsidența cu, sau fără formare a deltelor.

Rezolvarea tuturor acestor probleme nu se poate realiza decît prin studierea conținutului paleontologic și, mai ales, micropaleontologic — planctonul fiind foarte sensibil la variațiile climatice. Microfauna a permis stabilirea intercalațiilor depuse în climat cald sau rece, iar analizele de ^{18}O—^{16}O au confirmat succesiunea stabilită. Intervalul de timp absolut a fost precizat prin metoda radioactivă (C^{14}) corelată cu evenimente paleomagnetice.

Terminologia utilizată diferă de la o regiune la alta, corelările fiind uneori anevoioase (tabel 7.1).

Mările semiînchise (Mediterana, Marea Neagră, Caspica, Baltica) sînt în legătură cu oceanul planetar, încît pe platformele continentale se vor înregistra înaintări și retrageri succesive ale apelor, în funcție de menținerea sau întreruperea legăturii cu oceanul.

7.2. Subdiviziuni ale cuaternarului din Mediterana și din Marea Neagră

Fără a detalia cuaternarul din oceanul planetar, vom prezenta principalele evenimente geologice din Mediterana și Marea Neagră, a căror evoluție este strîns corelată.

În Mediterana, peste Pliocenul marin (Plaisancian = Piancențian) pe franja litorală, local apar pietrișuri continentale (Vilafranchian), din care cel puțin partea lor superioară echivalează cu primul etaj cuaternar în facies marin = CALABRIANUL. Acesta corespunde unei pulsații tectonice care a ridicat uscatul supus eroziunii ; în larg apare o schimbare bruscă a asociației planctonice dictată de scăderea temperaturii apelor. Evenimentul climatic corespunde și cu o puternică inversiune magnetică (Olduwai) cu care începe epoca magnetică Matuyama, care a avut loc în urmă cu 1,9 m.a. Fauna bentonică (Cyprina islandica, Pecten islandicus, Mya truncata) și planctonică (Neogloboquadrina pachiderma, Hyalina baltica, Limacina retroversa) arată răcirea apelor care coincide cu faza glaciară Günz din zona Munților Alpi. Către sfîrșitul Calabrianului apele încep să se în-

călzească, apar corali și cordoane litorale construite de Ostrei. O nouă inversiune magnetică (Gilsa) marchează începutul topirii gheții din calota Günz, pentru ca apoi evenimentul magnetic Jaramillo (0,9 m.a.) să precizeze limita dintre Calabrian și Sicilian.

Pulsația tectonică din baza Calabrianului a ridicat uscatul înconjurător, întrerupînd legătura între Mediterana și Marea Neagră (TAMANIAN inferior continental) (Fedorov, 1954). Nivelul apei se ridică odată cu topirea gheții restabilind această legătură (Tamanian superior marin), pentru ca apoi în GURIAN, Marea Neagră să rămînă din nou izolată. În aceste momente de izolare, apele se restrîng pe platformele continentale depunîndu-se formațiuni continental-lacustre. Legătura cu Mediterana se manifestă prin suplimentul de ape, care acoperă platformele aducînd totodată și o faună mediteraneană caracteristică.

Mișcările generale eustatice au fost însoțite de conturarea unor zone de subsidență pronunțată (gurile Ronului, ale fluviului Po, Dunării, Volgei, Depresiunea predobrogeană, depresiunea Emba), toate grupate între paralele de 40—45° lat. N.

Populațiile de Australopiteci, continuate din Pliocenul superior, sînt treptat înlocuite de Parapiteci (Homo erectus erectus, H. pekinensis, H. heidelbergensis), care utilizau silexuri grosier cioplite (cultura Pebblé) primele unelte, ce se găsesc inslusiv pe platformele marine.

Etajul următor — SICILIANUL — a durat 700.000 ani (între 0,9—0,2 m.a.). Sedimentele corespunzătoare din Mediterana s-au depus sub controlul glaciațiunii Mindel în partea inferioară și a interglaciarului Mindel/Riss în partea superioară, cu creșterea relativă a nivelului apei provenită din topirea gheții asociată cu desalinizarea apelor. Transgresiunea siciliană poate fi urmărită la altitudini de 85 m față de nivelul actual. Comunicarea largă a Mediteranei cu Oceanul Atlantic a dus la o veritabilă invazie a faunei de apă caldă (Strombus bubonius, Cardita senegalensis, corali). În zonele supralitorale s-au depus soluri roșii (Feretto), iar în nord-vestul Africei au avut loc evenimente tectonice — faza Gafsa — (cutări în Tunisia, estul Algeriei, continuate în Marea Alboran, flexuri în vestul Algeriei, falii de decroșare în Maroc). Transgresiunea siciliană a restabilit legătura între Mediterana și Marea Neagră (CIAUDIAN), dovada fiind dată de noul nivel de sedimente cu faună mediteraneană din bazinul Mării Negre. Efectele tectonice s-au manifestat aici prin înălțarea munților submerși; Arhanghelsk (continuare a pontidelor sub apă), Andrusov (în sud-estul Crimeei), precum și ridicarea unui panou din Platforma moesică în vestul Mării Negre — lanțul Moisseev. Este timpul în care Europa—Africa era populată de Hommo neanderthalensis care își cioplea silexuri cu o față tăioasă (cultura — Abbevilliană) sau cu două fețe tăioase (Acheuleană).

Începutul glaciațiunii Riss, s-a tradus prin regresiune în ambele bazine, întreruperea legăturii dintre Mediterană și Marea Neagră, extinderea faciesurilor continentale pe platforma Mării Negre.

Faza Riss a marcat începutul etajului TYRRENIAN (cca. 190.000 ani de la 0,2 m.a. — 8—9.000 ani). Calota de gheață din Alpi a coborît sub 1.000 m altitudine. Stocarea apei sub formă de gheață a cauzat o puternică regresiune (PALEOTYRRENIAN = PALEOEUXIN 0,2—0,1 m.a.), Mediterana și Marea Neagră erau izolate (În Tunisia și Italia de SW începe o

Faze ale glaciațiunii alpine	M. MEDITERANĂ	Vîrste absolute	M. NEAGRĂ	Fedorov 1954—1970		Nevskaia 1965	Evenim magne
Postglaciar	VERSILIAN		M. NEAGRĂ	NYMPHEAN FANAGORIAN nouă veche	M. NEAGRĂ	Strate de DJEMATINSK Strate de KALAMIT Strate de VITEAZ Strate de BUGAZ	
Würm IV	oscilația Fairbridge	8—9.000 ani	regresiune	(60—100 m) H_2S	NEOEUXIN	Strate NEOEUXINICE s.str.	
Würm III			NEOEUXIN	NEOEUXIN s.str.	POSTKARANGAT	Strate de KARKINIT Strate de TARHANKUT Strate cu faună de tip AZOV	
Würm II	NEOTYRRENIAN	40.000 ani		POSTKARANGAT			
Würm I			KARANGAT	superior inferior	KARANGAT	superior mediu inferior	
	EOTYRRENIAN	75.000 ani	UZUNLAR	UZUNLAR PALEOEUXIN II Strate cu Balanus			LASHAM
	PALEOTYRRENIAN	0,1 m.a.	PALEOEUXIN	PALEOUZUNLAR PALEOEUXIN			
Riss	SICILIAN Ferretto	0,2 m.a.	CIAUDIAN	superior inferior			
Mindel	CALABRIAN Villafranchian	0,9 m.a. 1,9 m.a.	GURIAN TAMMANIAN	GURIAN TAMMANIAN < superior / inferior			JARAMI GILSA OLDUW
Günz	PLAISANCIAN = PIACENTIAN						GAUS

puternică sedimentare ritmică de tip molasă (= Panchine), care marchează o nouă pulsație tectonică al cărei efect este scufundarea uscatului tyrrenian. Topirea gheții (partea superioară a Paleotyrrenianului = Paleouzunlar) ridică nivelul apelor, fauna mediteraneană pătrunzînd din nou în Marea Neagră. Pe un interval de 25.000 ani (0,1 m.a.—75.000 ani) s-a menținut climatul cald inter-glaciar (EOTYRRENIAN = UZUNLAR), dar evaporarea puternică din Mediterana și ridicarea pragului Bosfor, nu a permis comunicarea între cele două mări. În Marea Neagră s-au depus strate cu Balanus, strate cu faună salmastră (Paleoeuxin II, Uzunlar s. str.). În Mediterana, o nouă pătrundere a faunelor tropicale, de tip senegalez, (Conus testudinatus, Spondylus guederopus, Tapes diaene), invadează actualele coaste ale Languedocului, Corsicei, Italiei de vest, confirmînd scufundarea uscatului Tyrrenian. Țărmurile calcaroase ale Mediteranei cu grote (Prince), surplombe, doline — azi submerse — erau utilizate de Hommo sapiens fosilis a cărui îndemînare în cioplirea fină și lustruirea uneltelor de piatră sporise. O nouă inversiune magnetică (Lashamp) închee lunga epocă magnetică Matuyama după care va urma epoca Brunhes ; acum începe ultima glaciațiune alpină (Würm — între 75.000—8—9.000 ani). Este etapa cu cele mai spectaculoase evenimente climatice.

După instalarea noii calote de gheață (Würm I), nivelul scăzut al apei a făcut ca în Marea Neagră (etajul KARANGAT) (Neveskaia, 1965), faciesurile continentale să se extindă încă mai mult pe platformele continentale (30—35 m sub nivelul actual) ; spre partea superioară a Karangatianului apele salmastre, încă mai desalinizate provenite din topirea calotei Würm I, recuceresc platforma (interglaciarul Würm I — Würm II).

O nouă extindere a gheții (Würm II), stochează atît de multă apă sub formă de gheață, încît platformele tuturor mărilor și oceanelor din lume, se exondează aproape complet (nivelul apei scade pînă la 120 m adîncime). Este timpul NOEUXIN (= 40.000 ani), în care, în regim continental, platformele au fost tăiate de numeroase văi subaeriene, care drenau uscatul apropiat, văi transformate azi în canioane submarine.

Au urmat încă două încercări de reinstalare a calotelor (Würm III, Würm IV), însă ghiața nu a mai atins extinderea anterioară. Pămîntul se încălzea.

Marea Neagră izolată (Neoeuxin) se restrînge (Postkarangat) sau se extinde (Neoeuxin s. str.). O succesiune de strate foarte fosiliere, cu schimbări clare în conținutul paleontologic (fauna de tip Azov, Tarhancut, Karkinit, Neoeuxin s. str.), veritabile lumașele în zona de țărm, sau depozitele biopelagice în zonele adînci, acumulează o imensă cantitate de biomasă. Dar, în condițiile în care Marea Neagră era izolată, lipsită de curenți verticali, întreaga masă biogenă rămîne pe fundul bazinului unde începe descompunerea. Se acumulează din ce în ce mai mult H_2S, mediul devine toxic, bentosul dispare. Începe noua etapă euxinică a Mării Negre (HOLOCEN), echivalentă cu (VERSILIAN) din Marea Mediterană.

Chiar atunci cînd aproape întreaga masă de gheață din Alpi s-a topit, circulația apelor între Mediterana și Marea Neagră a fost restrictivă ; regimul euxinic s-a menținut. Stratele de Bugaz, Viteaz, Kalamit, Djematinsk (= Holocen) depuse într-un interval de numai 8—9.000 ani, conduc treptat la aspectul actual al Mării Negre. În timpul Kalamit, apele,

mai extinse decît azi, au sculptat falezele, apoi cordoanele litorale au închis unele golfuri transformîndu-le în lacuri (Techirghiol, Sinoe, Razim etc.) unele faleze rămînînd inactive. Aceasta este și etapa de formare a Deltei Dunării, cordoanele litorale succesive, mărind suprafața ocupată de deltă.

Avansarea apei din ultima etapă a Mării Negre (transgresiunea Fanagoriană = Nympheană), coincide cu transgresiunea Flandriană din Mediterana sau cu oscilația Fairbridge din oceanul Mondial, cînd nivelul apelor era cu cca. 3 m mai ridicat decît azi.

Hommo sapiens, cucerea noi trepte de inteligență ; culturile Solutreană și Aurignaciană demonstrează că în afara pietrei utiliza unelte din os sculptat, fabrica primele fibre și primii coloranți naturali, descoperise fierul, arama și bronul. În numai 8—9.000 ani Hommo sapiens ajunge la performanțe de tehnică, cultură, artă care fac să fie considerat cel mai important fenomen biologic al cuaternarului.

PARTEA III-a

UNITĂȚI MORFOSTRUCTURALE ALE MEDIULUI MARIN

8. LINIILE DE ȚĂRM ȘI RELAȚIILE CU SEDIMENTAREA DIN ZONA ȘELFULUI

Țărmul, ca zonă de contact între uscat și apă, prezintă o mare varietate atît ca origine cît și prin tipurile de sedimente care pe anumite sectoare pot fi predominant clastice, pe altele predominant biogene, sau de precipitare chimică, cu toată gama de tranziții posibile. Morfologia țărmului este dictată de vîrsta și structura geologică a formațiunilor ce intră în alcătuirea substratului și zonei emerse limitrofe. Pătura de sedimente mobile este dependentă de sursa de material și regimul hidrodinamic.

După modul de formare liniile de țărm sînt de două feluri : modelate subaerian și modelate subacvatic.

8.1. **Modelarea subaeriană** (primară) se poate realiza prin eroziune de țărm sau prin depunerea la țărm a materialului drenat de pe continent.

8.1.1 *Țărmuri primare de eroziune.* Eroziunea la țărm, frecvent poate fi datorată eroziunii fluviale, glaciare, fenomenelor carstice, etc.

8.1.1.1. În zona de vărsare, unele fluvii își lărgesc și multiplică albia, formînd ramificații de tip dendritic cînd văile străbat strate orizontale, sau ramificații de tip rețea cînd eroziunea afectează strate înclinate spre zona de larg. În ambele situații se realizează țărmuri de tip rias care reprezintă guri de vărsare ale fluviilor invadate succesiv de apele marine (fig. 8.1).

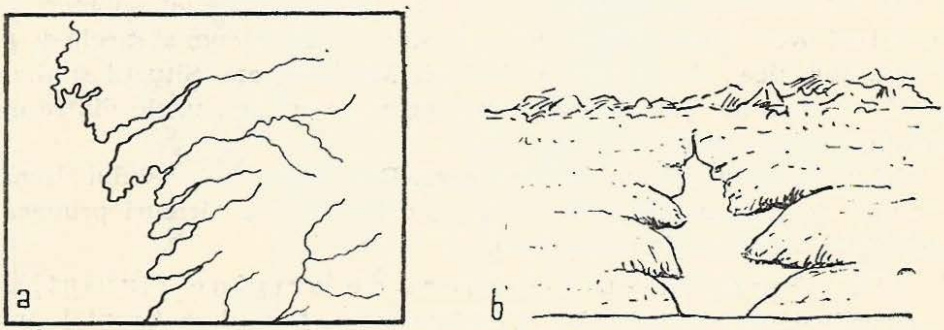


Fig. 8.1. Țărmuri cu rias (guri de vărsare ale rîurilor inundate de apele marine ; a — eroziune în strate orizontale ; b — eroziune în strate înclinate. După Shepard, 1963, cu completări.

8.1.1.2 Văile glaciare inundate, dau țărmuri cu fiorduri. Dacă văile glaciare sînt perpendiculare pe țărm, apar adînciturî specifice teraselor glaciare cu profil în formă de U și praguri abrupte. În cazul cînd văile glaciare paralele cu țărmul devin submerse, apar șanțuri paralele cu țărmul. Golful Sf. Laurențiu are numeroase văi glaciare inundate ; strîmtoarea Gabot, strîmtoarea Juan de Fuca reprezintă văi glaciare acoperite de apele marine (fig. 8.2.).

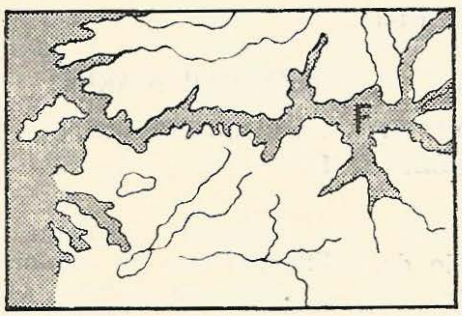


Fig. 8.2. Văi glaciare (paralele sau perpendiculare pe țărm) inundate — țărmuri cu fiorduri (F). După Shepard, 1963, cu completări.

8.1.1.3. În zonele temperate, alternanța sezoanelor reci și calde, prin variația temperaturii, duce la variația intensității eroziunii, realizînd un țărm cu terase și cornișe (fig. 8.3.).

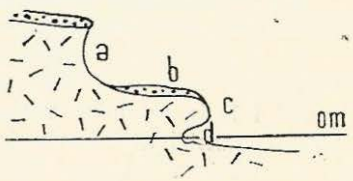


Fig. 8.3. Eroziune termoglaciară în zona de țărm : a — perete glaciar superior cu cornișe superioară — adeseori cu turbării ; b — termoterasă ; c — formarea cornișei glaciare ; d — nișe de alterație. După Ermolaev, din O. K. Leontiev, 1975.

8.1.1.4. Inundarea țărmurilor carstice, generează relief submers cu depresiuni ovale (foste doline) sau cu peșteri inundate cum sînt cele de pe țărmul Adriaticei, țărmul Asturiei, Alpii Maritimi, etc. Situații similare pot fi recunoscute pentru etapele geologice anterioare, unele dintre ele fiind însoțite de depuneri de bauxite.

8.1.2. *Țărmuri primare de depunere.* Depunerea materialului drenat de fluvii de pe continent, dă cel de-al doilea tip de țărmuri primare ; țărmuri de depunere (de acumulare).

8.1.2.1. Țărmuri cu depuneri de origine fluviatilă. După sedimentarea pietrișurilor și nisipurilor pe traseul continental străbătut, excedentul de material terigen transportat de fluvii se depune la țărm. În funcție de regimul hidrodinamic acest material terigen se va

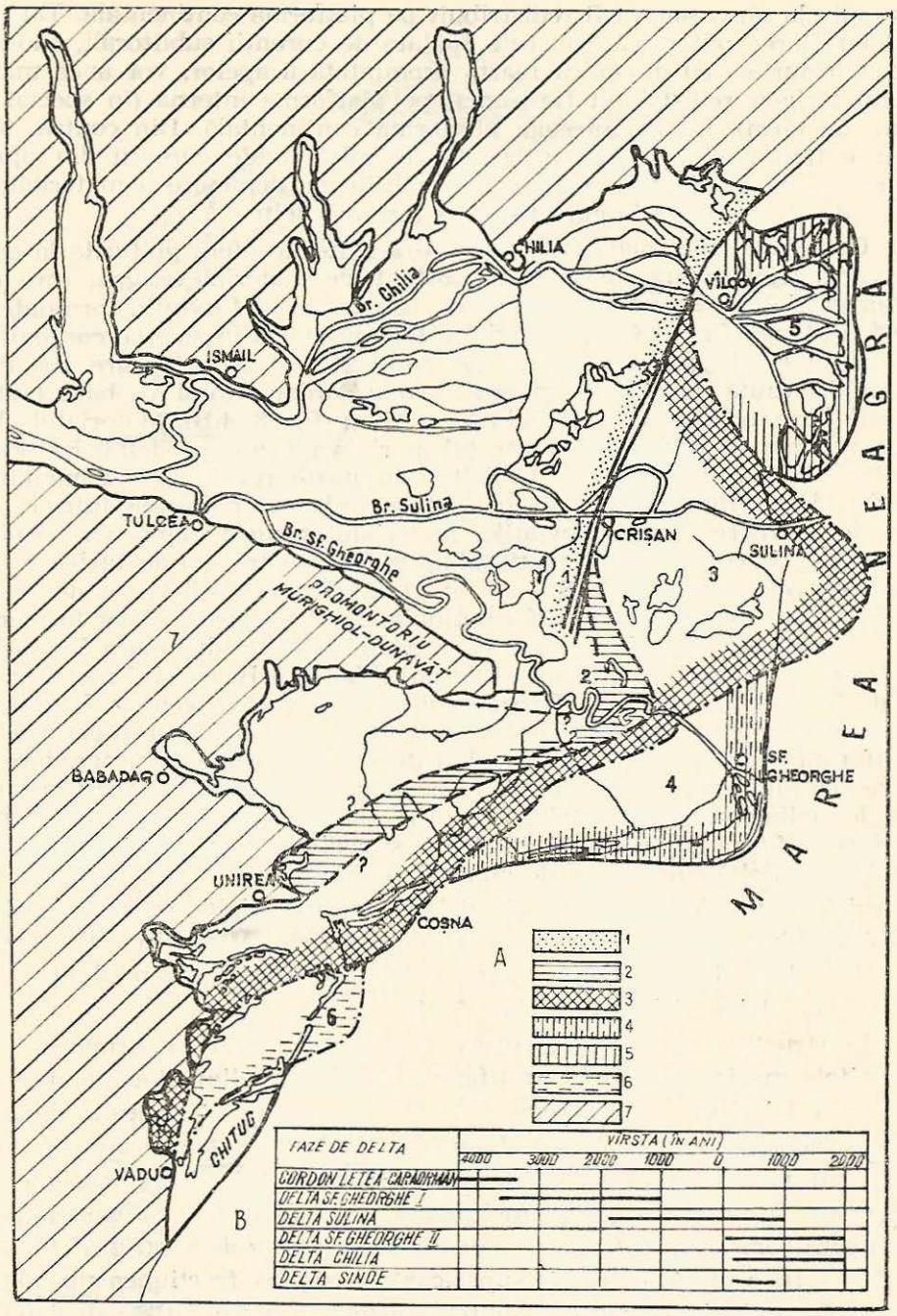


Fig. 8.4. Evoluția în timp a Deltei Dunării (după N. Panin, 1976) : 1 — grindul Letea — Caraorman ; 2 — grindul Sfînt Gheorghe I ; 3 — grindul Sulina ; 4 — grindul Sfîntu Gheorghe II ; 5 — grindul Chilia ; 6 — grindul Sinoe ; 7 — Uscatul dobrogean.

acumula la țărm sau va fi redistribuit pe platforma continentală. Țărmurile cu maree puternică, sau cele spălate de curenții sublitorali, litorali, etc., țărmurile cu dinamică foarte pronunțată a apelor, vor avea materialul terigen redistribuit fie numai pe platforma internă (în special în zona de țărm), fie pe întreaga platformă continentală. Din contră, țărmurile fără maree sau cu maree foarte mică, unde curenții din apropierea țărmului lipsesc, realizează condițiile de depunere a materialului adus de pe continent la gura fluviilor formînd delte.

Cele mai bune condiții de formare a deltei le oferă golfurile în care se varsă fluvii mari, cu aport important de material terigen, care cel puțin parțial, se depune în fața gurii de vărsare al fluviului formînd un cordon litoral (fig. 8. 4 A). Materialul terigen stocat în spatele cordonului litoral va conduce la crearea de noi brațe (fig. 8. 5) prin care apa fluviului își caută drum spre mare : un nou cordon litoral va bara brațul recent format, procesul repetîndu-se în timp (fig. 8. 4.B). Materialul aluvionar depus în golf peste substratul marin va forma prodelta. Ea poate evolua către forma matură de deltă sau poate reveni la sedimentarea marină de platformă (fig. 8. 6). În spatele cordoanelor litorale, între canalele de scurgere a apei fluviatile, materialul terigen depus va colmata fostul golf. Formațiunile fluviatile (Fig. 8. 7), lacustre sau de turbărie vor sta peste cele marine (Fig. 8. 5 ; 8. 6). Dacă nivelul mării va crește, apele marine vor transgreda peste formațiunile fluvio-lacustre. Apoi formarea de noi cordoane litorale va face ca o nouă etapă de depunere fluvio-lacustră să reînceapă. În cîteva mii de ani (Fig. 8. 4 B) uscatul nou format — d e l t a — va prograda. Excedentul de material terigen va fi preluat de curenții litorali și transportat în lungul țărmului sau reparizat pe poatforma continentală din fața deltei dînd o nouă zonă de progradare la marginea platformei continentale — pe taluzul continental. Acest ansamblu de sedimente continentale (fluviatile, lacustre, mlăștinoase cu plante terestre și faună continentală dulcicolă) și sedimente cu faună marină alcătuiește o deltă. În funcție de etapa de evoluție a ei și de cantitatea de material depus, delta poate fi de diferite tipuri ; digitată (delta joasă a Mississipiului), lobată (sectorul vestic al deltei Mississipiului) , delta Ronului, delta Dunării), a r c u a t ă (delta Nilului), c u s p i d a t ă (cu colțuri — delta Taborului) (fig. 8. 8).

În structura pe verticală (grosimea) a unei delte se urmăresc : a) depozitele marine vechi cu stratificație paralelă, sedimentate înainte de formarea deltei într-o fază regresivă ; b) — prodelta — alcătuită din silturi și argilele aduse de fluvii, depuse lenticular, cu stratificație încrucișată, întrepătrunse cu sedimente marine ; contactul dintre lentilele de sedimente fluviatile și sedimentele marine (suprafețele depoziționale) avansează spre larg cu fiecare etapă de dezvoltare a deltei (fig. 8. 9. — I — II — III) ; c) către partea superioară se separă fracțiunea nisipoasă. siltică (frontul nisipos-siltic al deltei) predominant fluviatilă ; d) depozitele de mlaștină — argilă siltică cu plante, de deasupra lor, reprezintă primele depozite tipic continentale depuse pe cea mai tînără zonă de uscat — delta-smulsă domeniului marin (fig. 8. 9).

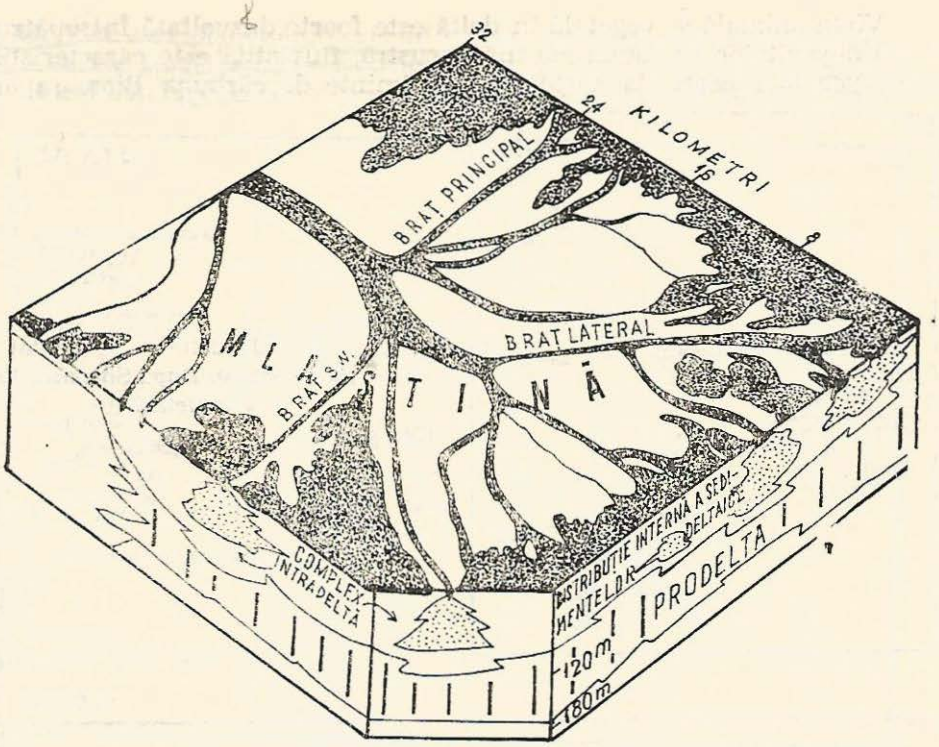


Fig. 8.5. Cadrul sedimentar al Deltei Mississippi — cu poziția faciesurilor prodeltaice (după Finck et al. 1954).

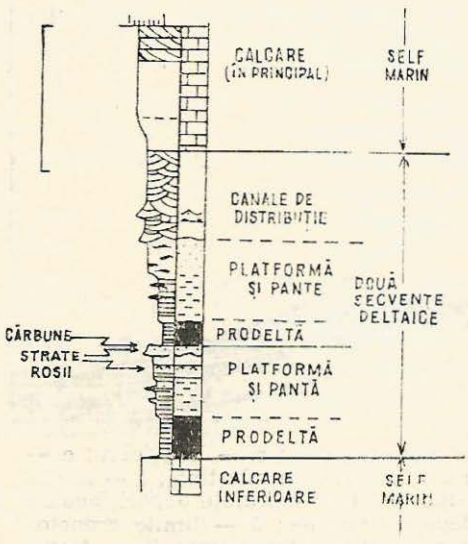


Fig. 8.6. Seria de Yoredal — Anglia după Selley 1970) cuprinzînd două secvențe deltaice cuprinse între calcare marine de self continental.

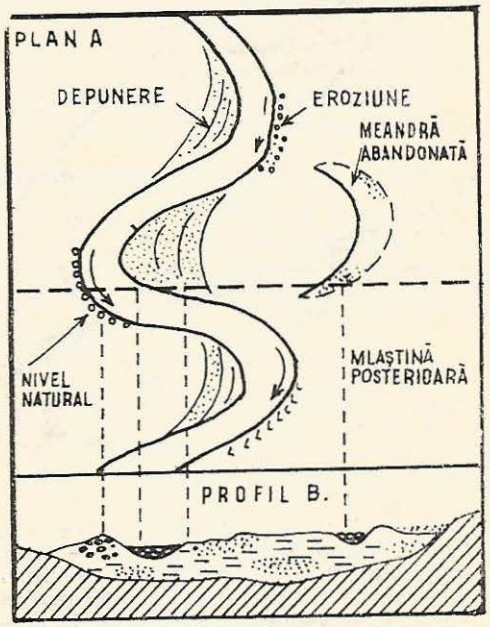


Fig. 8.7. Braț fluviatil meandrat — cu zone de depunere (văzute în plan — A) și profil reprezentînd sedimentele aluvionare — B).

Viața animală și vegetală în deltă este foarte dezvoltată Întrepătrunderea depozitelor cu faună marină, lacustră, fluviatilă este caracteristică. Masa vegetală poate da naștere la zăcăminte de cărbuni. Biomasa ani-

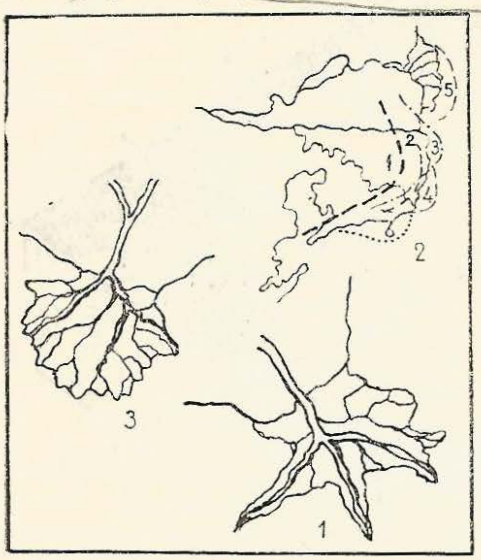


Fig. 8.8. Tipuri de delte ; 1 — digitat ; 2 — lobat ; 3 — arcust. După Shepard, 1963, cu completări.

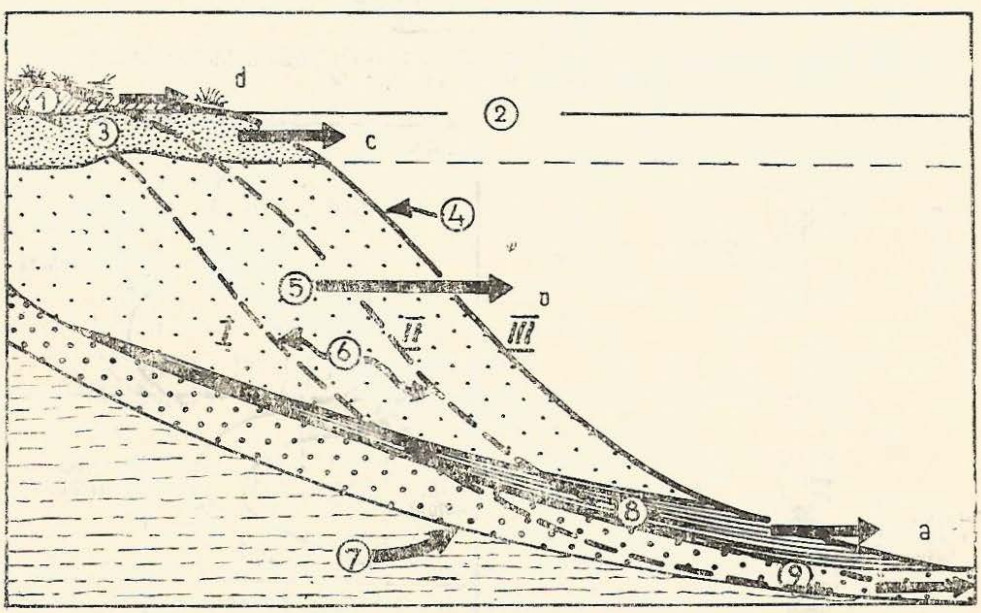


Fig. 8.9. Structura unei delte : a — depozite marine vechi ; b — Pro-delta ; c — frontul nisipos siltic al deltei ; d — depozite continentale de mlaștină ; 1 — argile cu plante ; 2 — nivelul apei ; 3 — silturi nisipoase ; 4 — suprafețe depoziționale ; 5 — argile siltice fluviatile alternînd cu depozite marine ; 6 — limite cronologice ; 7 — suprafața substratului ; 8 — argile litorale (offshore) ; 9 — facies marin litoral. După P. C. Scruton, 1960.

mală, dar mai ales planctonul vegetal stocate în depozitele de lac — turbărie — se vor transforma în bitumene (Fig. 8. 10). Trasportul fluviatil ca și cel litoral conduce la o sortare avansată a materialului terigen. Sorta-

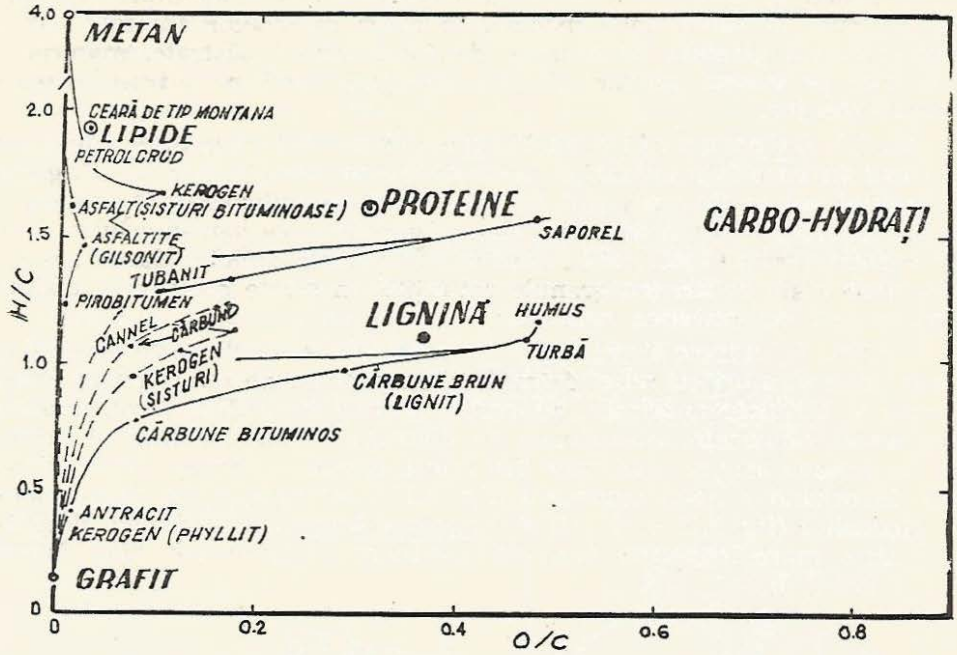


Fig. 8.10. Metamorfismul materiei organice (După J. Hunt din the Encyclopedia of sedimentology — 1978).

rea după greutatea specifică a granulelor dă naștere la aglomerări de minerale grele localizate în delte pe grinduri, în lungul țărmului actual sau a paleoțărmurilor succesive de pe platforma internă continentală unde acțiunea hidrodinamică este foarte ridicată.

Fostele cordoane litorale transformate în grinduri emerse în cadrul deltei (primele porțiuni exondate din această zonă unde uscatul și apa se confruntă) vor intra sub acțiunea vîntului care prin eroziune și transport duce la o nouă sortare a nisipului — granulele ușoare de cuarț fiind transportate — rotunjite și redepuse sub formă de dune de nisip cuarțos — dune cu suprafețele ripplate.

Deltele au mare importanță economică în ele putîndu-se acumula hidrocarburi (Fig. 8.10), cărbune, minerale grele, nisipuri cuartifere. Recunoașterea lor în depozitele vechi se face după alternanțele marine și continentale în care se intersectează depozitele fluviatile, lacustre, de turbării, eoliene, dînd un ansamblu de depozite marnoase-nisipoase, cu structură încrucișată.

Dacă în zona de țărm curentul este puternic distribuie pe suprafețe întinse sedimentele aduse de fluvii, dînd cîmpii aluvionare cum sînt cele din sudul Islandei sau din Noua Zeelandă.

Țărmurile, actuale sau fosile, cu depuneri deltaice sau cîmpii aluvionare sînt zonele cele mai susceptibile acumulărilor de minerale grele.

8.1.2.2. Depunerile glaciare, sub formă de morene frontale paralele cu țărmul (drumlins) parțial submerse, apar sub forma de insule alungite (Boston Harbon la sud de Noua Scoție) ; cele oblice față de țărm (Long Island pe care este amplasată o parte a New York-ului) sînt parțial distruse de abraziunea marină. În afara morenelor frontale pot fi submerse, văi glaciare cu morene de fund parțial păstrate, materialul grosier de pe traseul ghețarului sau eisbergului fiind în contrast cu sedimentele din jur.

8.1.2.3. Depunerile eoliene pot da naștere la dune submerse în cazul în care îngrămădirile de nisip eolian, descărcat prin stingerea curentului eolian (în apă) sînt în exces față de puterea de transport a valurilor. Alteori pot fi inundate dune formate subaerian (nordul coastei Porto Rico, țărmul vestic al Marocului). Înaintarea dunelor duce la redepuneri de nisip eolian (cu granule rotunjite) în strate orizontale, nisipul fiind reluat de acțiunea valurilor.

8.1.2.4. Alunecările de teren din zona de țărm (landslide coasts) dau țărmuri cu relief frămîntat, cu pachete de strate cu înclinări inverse și contacte anormale, nisipurile actuale suportînd, local, depozitele vechi alunecate. Abraziunea va distruge compartimentul alunecat, apa va acționa asupra altei zone din faleza expusă distrugerii hidrodinamice favorizînd o nouă alunecare (fig. 8.11). Suprafețele de desprindere ale blocurilor (fig. 8.11 — I—II) sînt aproape totdeauna curbe cu deschidere către mare îngustînd baza de susținere a blocurilor din faleze (fig. 8.11 a, b..

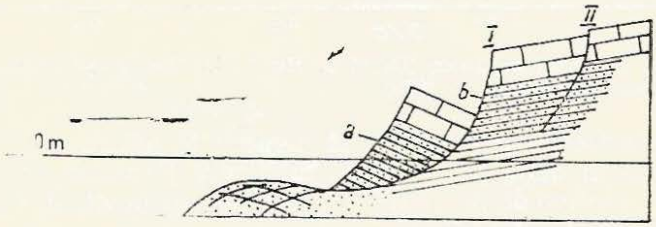


Fig. 8.11. Țărmuri cu alunecări de teren. După O. K. Leontiev, 1975.

8.1.3. *Țărmurile primare vulcanice* se pot forma fie prin curgeri de lave (panta de 10—30°) (8. 12. 2), fie prin depuneri de piroclastite (fig. 8. 12—1). Uneori pe linia de țărm, au loc explozii vulcanice în care caz se formează depresiuni (fig. 8. 12—3.) adeseori invadate de apele marine și transformate în golfuri cu țărmuri foarte abrupte (fig. 8. 12).

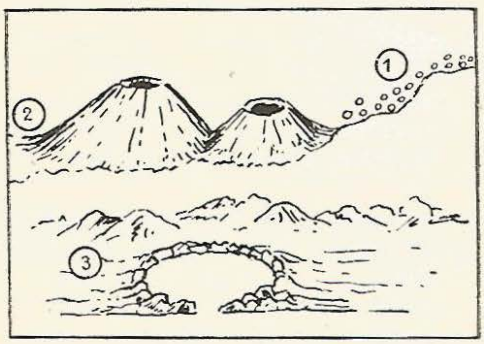


Fig. 8.12. Țărmuri vulcanice : 1 — depuneri de piroclastite ; 2 — aparate vulcanice ; 3 — zone cu collapsuri vulcanice. După Shepard, 1963.

8.1.4. Dacă țărmurile coincid zonelor de mișcări rupturile se vor forma *țărmuri faliate* (fault coasts), cu pantă în trepte (țărmul vestic al Californiei) sau cu compartimente căzute între falii sub forma unor șanțuri (golful Californiei, Marea Roșie).

8.1.5. Teoretic se admite că au existat și țărmuri cutate, mai dificil de recunoscut în țărmurile actuale. Deformări actuale în zonele litorale apar frecvent în zonele cu domuri de sare (golful Persic) sau cu material mîlos îngrămădit sub formă de insule (ele reprezintă excedentul de mîl din zonele deltaice) care pot fi repede distruse de valuri.

8.2. **Țărmuri modelate subacvatic** (secundare). Modelarea submarină generează țărmurile secundare, care pot fi de abraziune sau de depunere.

8.2.1. *Abraziunea țărmurilor înalte* de către valuri are ca efect apariția falezelor adeseori cu stînci netezite, acolo unde structurile geologice sînt perpendiculare sau oblice pe țărm. Masivele cu roci dure, rămîn proeminente, abraziunea avansînd mult mai greu. Materialul erodat este antrenat pe platforma internă dînd cîmpii acumulative, iar peretele falezei avansează spre uscat, paralel cu stadiile de abraziune (fig. 8. 13.). Cît timp valurile izbesc direct în țărmul înalt faleza este activă.

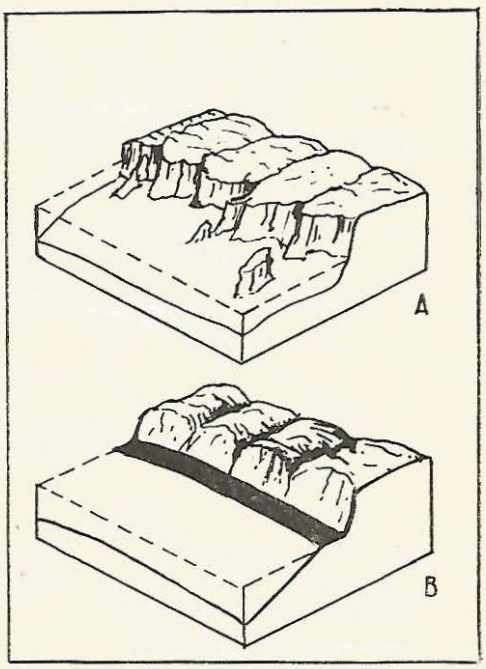


Fig. 8.13. Abraziunea țărmului și formarea falezelor : A — structuri perpendiculare pe țărm sau strate înclinate ; B — structuri paralele cu țărmul sau strate orizontale. După Shepard, 1963.

Alteori direcția de distrugere a țărmului de către valuri sau curenți se schimbă, falezele din stadiile anterioare (emerse sau submerse) ieșite de sub acț.unea valurilor (faleze inactive) fiind oblice unele față de altele. Materialul erodat este depus sub formă de cordoane în prelungirea falezelor ; ele se întrepătrund dînd o rețea de cordoane de nisip submerse.

Frecvent, frontul de înaintare a falezelor este oblic față de linia inițială a țărmului. Depunerea materialului erodat se face în seturi de cordoane de nisip, paralele cu țărmul momentului respectiv de abraziune,

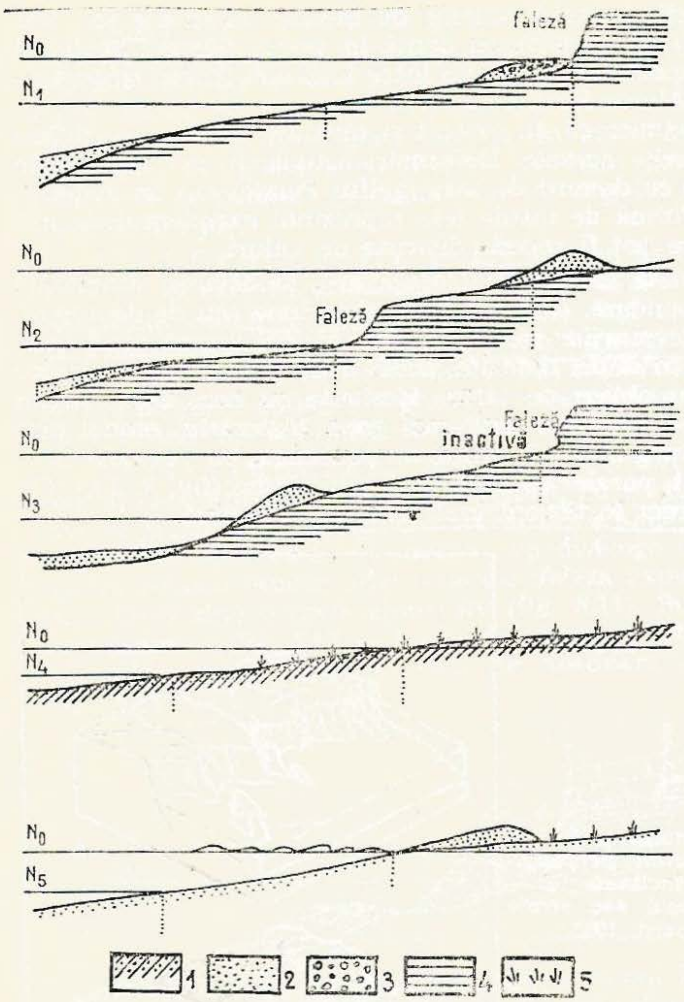


Fig. 8.14. Formarea falezelor active și inactive — și modificarea țărmului din țărm de eroziune în țărm de acumulare. Acumularea nisipului sub formă de cordon litoral complex ; 1 — substratul ; 2 — nisipuri ; 3 — pietriș — grohotiș ; 4 — formațiuni mai vechi ; 5 — turbărie. După Leontiev, 1975.

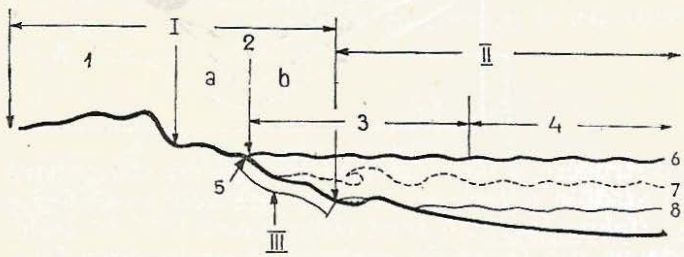


Fig. 8.15. Profil morfologic general al unui țărm mareic : I — zonă litorală ; II — șelful intern : 1 — zona dunelor de nisip ; 2 — plaje ; 2a — plaja subaeriană ; 2b — plaja submersă ; 3 — zona valurilor de spargere ; 4 — zona valurilor liniștite ; 5 — berma ; 6 — nivelul apei la flux ; 7 — nivel mediu ; 8 — nivelul mării la reflux ; III — zona tidală (suprafața afectată de maree). După Reineck și Singh, 1973 din D. Rădulescu, 1979.

astfel încît, în final, rezultă un cordon litoral complex, în alcătuirea căruia intră cordoanele depuse succesiv în mai multe stadii de avansare a falezei. Scăderea nivelului apei duce la exondarea cordonului litoral complex, acesta izolînd faleza care devine inactivă (fig. 8, 14. N 3).

O situație similară a avut loc în zona Mamaia în timpul cuaternarului : cordonul litoral complex pe care este amplasată stațiunea, izolează apele lacului Siutghiol de mare iar faleza din estul comunei Ovidiu — fost țărm al mării — este astăzi o faleză inactivă care limitează spre vest lacul Siutghiol.

Dacă țărmul este jos în locul falezelor apar fenomene de înmlăștinire, nedelimitate clar de domeniul marin sau delimitate printr-un cordon de nisip (8. 14. N_4 N_5).

Țărmurile mărilor cu maree sînt puternic distruse. Dacă există o faleză săpată în roci dure, pietrișul — bolovănișul rezultat din abraziune este depus inițial la baza abruptului falezei, apoi prin rostogolire în timpul mareei joase (fig. 8 15. 8) este redepus la baza pantei. La maree puternică, faleza este depășită de apa și o parte din materialul fin mîlos — aflat în suspensie — este depus deasupra frontului de înaintare a falezei (fig. 8. 15—1) în zona dunelor de nisip ; abraziunea se poate realiza și prin variația nivelului mării (diurnă — datorită valorilor mareice — sau sezonieră). Scăderea continuă a nivelului mării lasă trepte diferite de eroziune, lasă faleze succesive (Fig. 8. 16). În zonele backshorurilor succesive pot apare concentrații de minerale grele, în timp ce mineralele ușoare sînt transportate la distanțe mari, ducînd la netezirea zonei plajei submerse (fig. 8. 16).

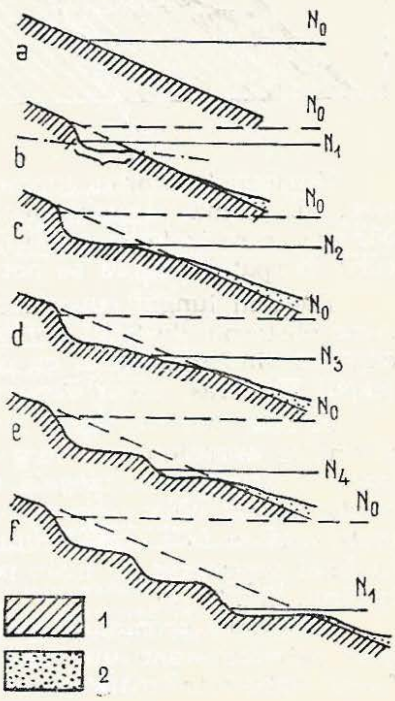


Fig. 8.16. Schemă principială de sculptare a teraselor de abraziune marină în condițiile ridicării relativ uniforme a țărmului. După A. S. Ianini și P. A. Kaplin.

8.2.2. *Țărmurile de depunere submarină*

8.2.2.1. Țărmurile de depunere submarină (fig. 8. 17.) se caracterizează prin apariția *cordoanelor litorale*, sau seturi de cordoane litorale (fig. 8.18). Ele pot să apară atît în lungul țărmurilor cu faleză, cît și a țărmurilor joase. Seturile de cordoane au înălțime egală cînd apele se mențin la același nivel și sursa terigenă este constantă, sau înălțimi din ce în ce mai mari cînd nivelul apelor este în creștere ; înălțimea cordoanelor este din ce în ce mai mică, în cazul scăderii nivelului apelor. În toate tipurile de acumulări de cordoane litorale pot să apară și concentrații de minerale grele.

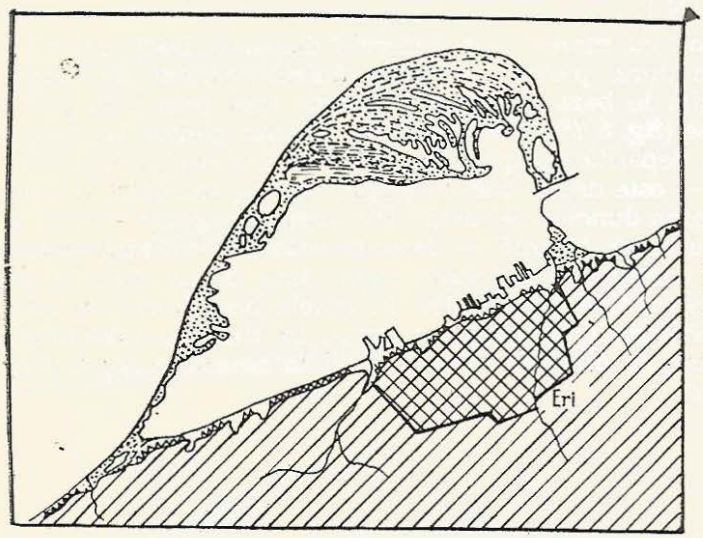


Fig. 8.17. Cordon litoral singular depus oblic față de țărmul cu faleză.

Cordoanele litorale submerse apar uneori sub formă de bariere insulare, sub formă de limbi de pămînt conectate la țărm (fig. 8. 19.) sau de bariere care izolează golfuri, lagune (îndulcite sau suprasaturate în săruri) în spatele cărora se pot conserva faleze inactive.

Dacă în lungul curentului de țărm, care transportă sedimentele, se ivesc obstacole de tipul proeminențelor țărmului, încărcătura de nisip se depune, dînd promotorii cu pante abrupte și cu mari acumulări de nisip (capul Hatteras, capul Canaveral, capul Midia, etc.).

În cele mai frecvente cazuri alimentarea lor este bilaterală, nisipul acumulat avansînd spre larg ca o săgeată Fig. 8, 19-a). Alteori alimentarea bilaterală fiind inegală, sursa mai puternică va face să avanseze un cordon litoral, oblic pe țărm, iar sursa mai slabă, din sens opus, va depune materialul în fața obstacolului reprezentat de cordonul proaspăt format. În final depunerea de nisip poate lua același aspect de săgeată, conectată la țărm. (fig. 8. 19).

Cînd două promotorii sînt alimentate din sensuri diferite, se prelungesc prin cordoane litorale pînă cînd se unesc sau lasă o comunicare foarte slabă între mare și laguna pe care o închid. O asemenea construc-

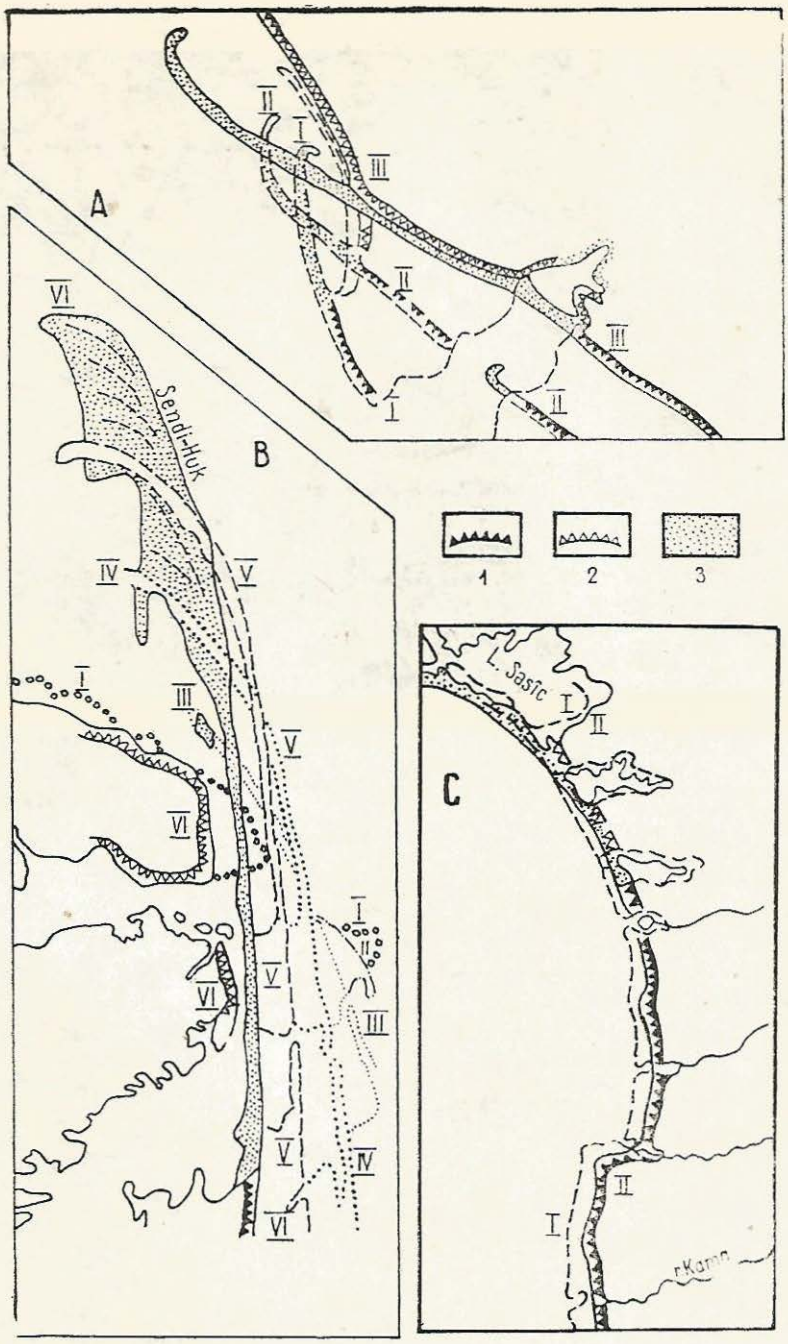
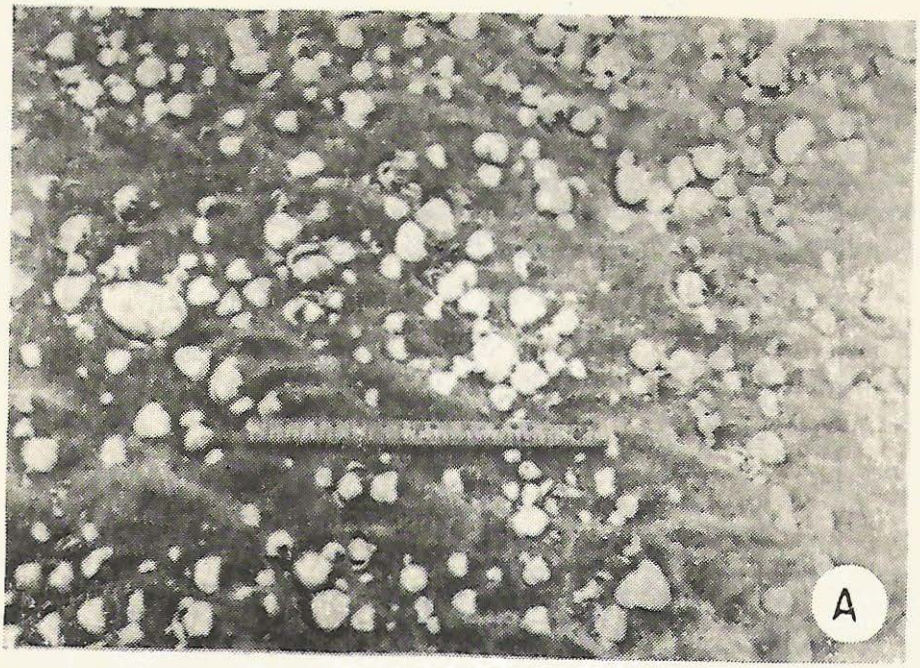
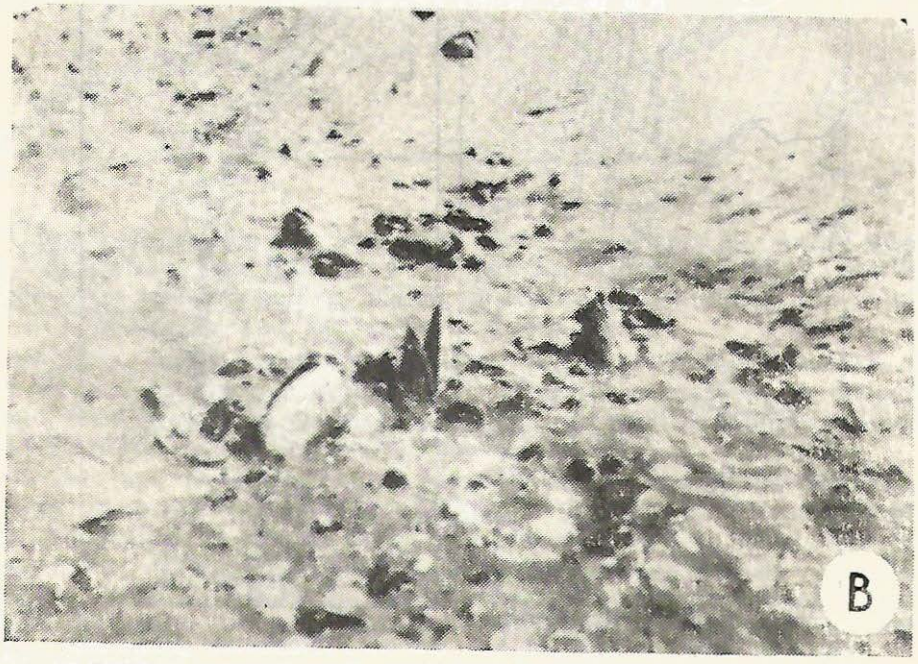
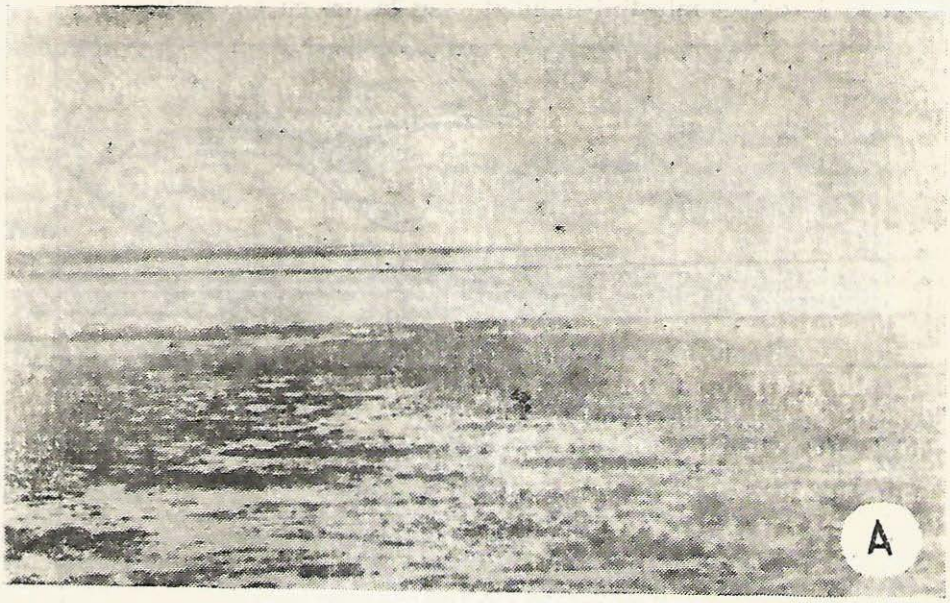


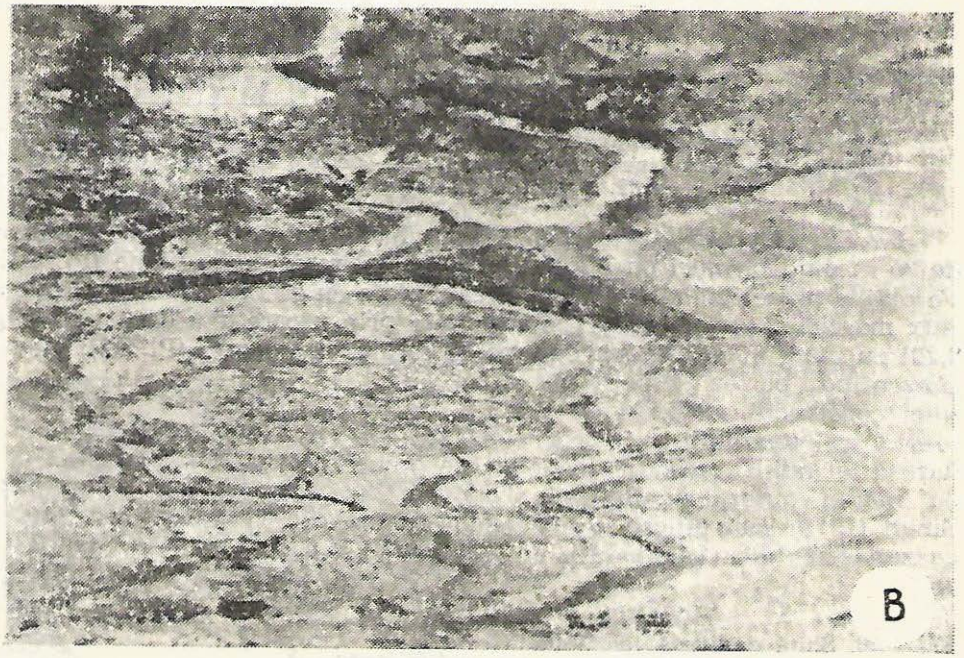
Fig. 8.18. Cordoane litorale : A — cordoane intersectate prin schimbarea sensului de eroziune și acumulare ; B — cordoane paralele cu țărmul. C — cordon format în continuarea falezei. Cu cifre romane este indicată succesiunea de depunere a cordoanelor : 1 — faleză activă ; 2 — faleză inactivă ; 3 — forme acumulative. După O. K. Leontiev, 1975.





Planșa 8.1. A. Nisipuri cu cardiacee și Mya de pe plaja Mării Negre ; B — Mytilide în timpul refluxului — plaja de la Saint Michael. Oceanul Atlantic.





Planșa 8.2. A. Țărm jos din zona tropicală. B. Precipitări de sare.

ție litorală poartă numele de perisip, în spațiile dintre ele și țărm dezvoltîndu-se de obicei mlaștini îndulcite sau lacuri cu apă dulce.

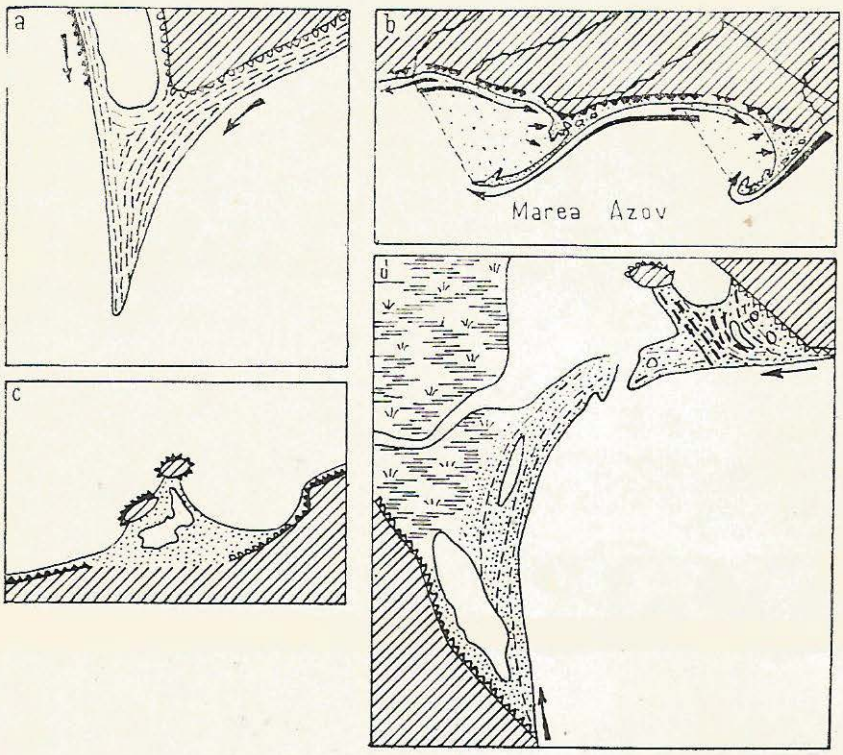


Fig. 8.19. Forme acumulative cu alimentare bilaterală : a — cordoane săgeată ; b — cordoane de tip azovian ; c — perisip cu alimentare bilaterală. După O. K. Leontiev, 1975.

8.2.2.2. Depunerile de nisip se pot face uniform, pînă la adîncimi de 25 m dînd țărmuri cu plaje submerse = cîmpii tidale plane (Pl. 8.1.). Pe plăjile plane din zone cu climat cald plaje cu gradient de pantă mic și flux mareic, se depun mîluri și sare care prin uscare dau crăpături (Fig. 8.20) cu margini de sare sau cu zone de saramurări locale (Pl. 8.2); ele reprezentînd partea superioară a unei construcții nisipoase — mîloase, cu tendință de progradare a țărmului, specific zonele cu maree puternică. Reineck și Singh (1973) au descris o astfel cu zonă cu depuneri mareice din

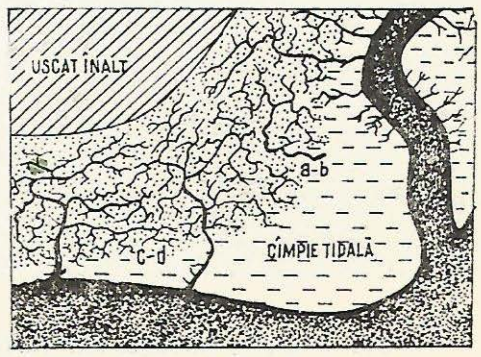


Fig. 8.20. Shiță de hartă idealizată a unei zone de mlaștină sărată cu stadii de acreție orizontală (a + b) și formare a unor șanțuri exterioare de scurgere a apei (c — d).

zonele temperate — reci separînd 9 complexe litologice (fig. 8. 21) structurale, cu frecvente bioturbații (fig. 8.22) ; mlaștinile sărate cu vegetație actuală sau subfosilă, dau fenomene de progradare a țărmului (Fig. 8.

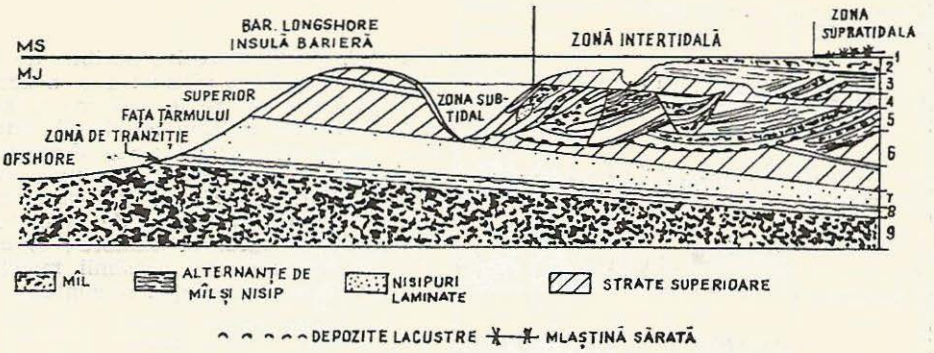


Fig. 8.21. Secțiune schematică prin cîmpia tidală a Mării Nordului (După Reinicke și Singh (1973)) : 1 — *Zona supratidală* = Mlaștină sărată (nisip fin, mîl, falune, rădăcini de plante, stratificație vălurată) ; *Zona intertidală* 2) cuvertură de mîl (nisip foarte fin, rar mîl, strate lenticulare aplatizate, bioturbații) ; 3) cuvertură mixtă, interstratificări subțri de mîl-nisip, strate lenticulare, nivele cochilifere, bioturbații) 4) cuvertură de nisip (rippluri strate laminate, uneori bioturbații *Zonă subtidală* 5) nisip mediu-grosier cu galeți lutitici (megarippluri, rippluri, nisip laminat, bioturbații slabe) : 6) nisipuri laminate (stratificație încrucișată, rippluri de plaje, bioturbații slabe) ; 7) nisip laminat (bioturbații mai puternice) ; *Zonă de tranziție* 8) alternanțe de nisip și mîl (strate lenticulare aplatizate, bioturbații moderate) ; *sefl mîlos* — mîl cu strate de silțuri de furtună (bioturbații moderate).

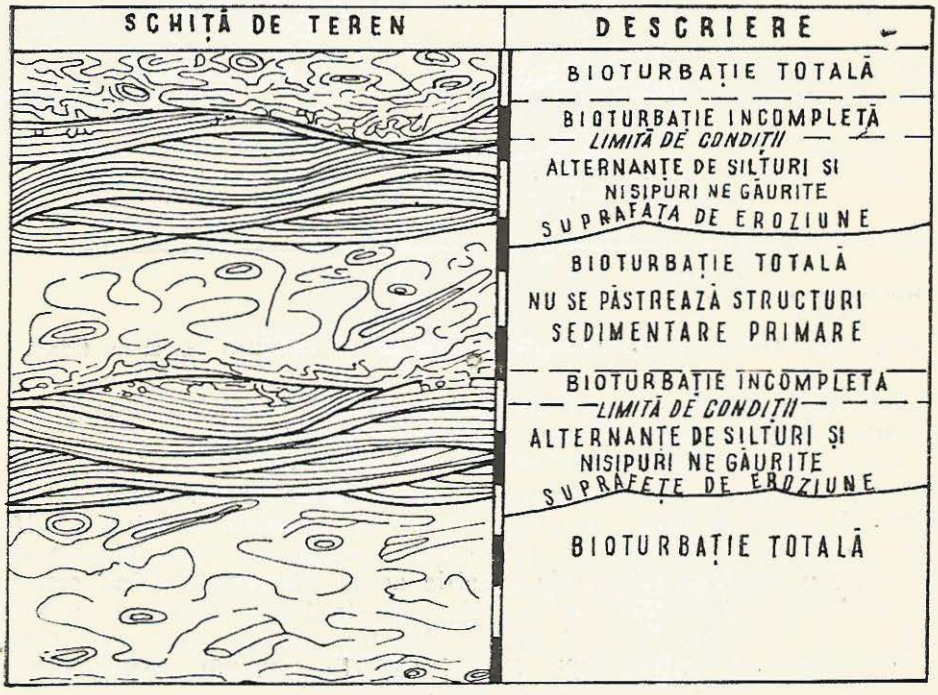


Fig. 8.22. Alternanțe de strate cu structură încrucișată și strate cu bioturbații în zona intertidală a Pliensbachianului de la Dornet. După B. W. Sellwood, 1978.

23). În alte zone nivelul mlăştinos este înlocuit de mîluri calcaroase cu stromotolite şi nivele pelletale (Bahamas) (Fig. 8.24).

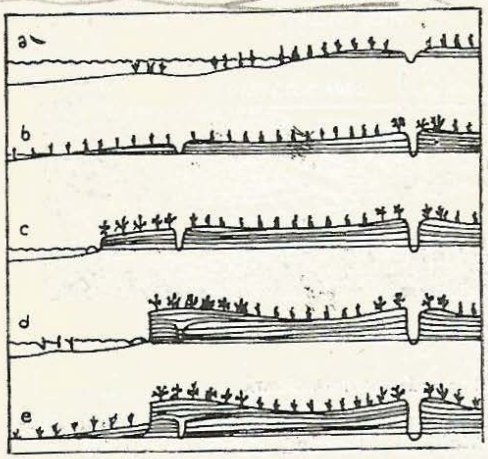


Fig. 8.23. Stadii succesive posibile de dezvoltare a mlaştinei sărate : a + b acraţie orizontală şi creştere în grosime a mlaştinei, formarea mîlului aluvional natural de-a lungul crăpăturilor : c + d creşterea în grosime a mlaştinei şi eroziunea valurilor a părţii exterioare (stînga) combinat cu formare unui şanţ de mlaştină şi închiderea crăpăturilor minore ; e) creşterea în continuare a grosimii mlaştinei şi reînnoirea acreţiei orizontale.

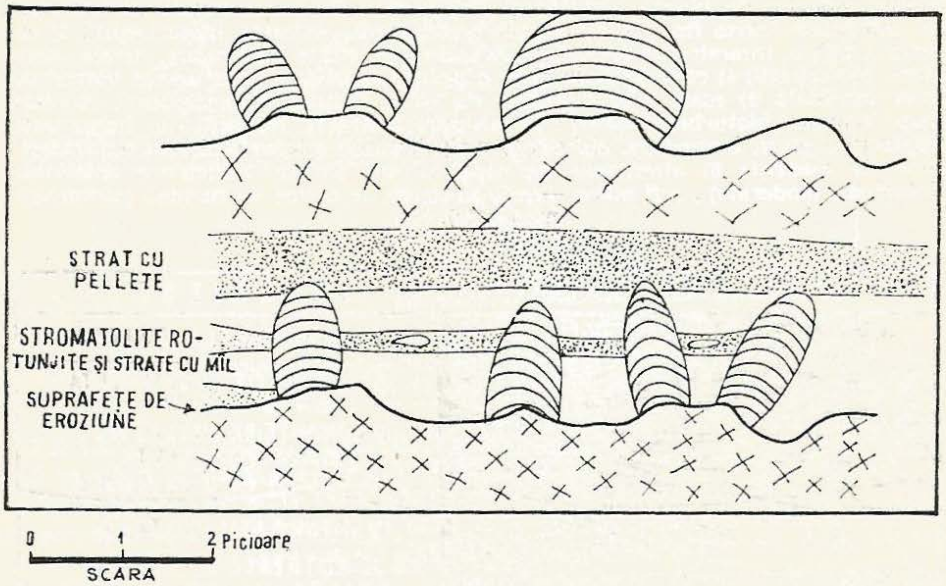


Fig. 8.24. Alternanţe stromatolitice, pelletale şi detritice în zona tidală.

8.2.2.4. În zonele mareice sedimentarea este puternic influenţată de aportul detritic de pe continent şi de regimul climatic.

Dacă aportul detritic este redus iar climatul este cald şi arid, apele din zona de ţărm se suprasaturează în săruri iar în timpul refluxului precipită sub formă de cruste de carbonaţi (calcar, dolomit, siderit) de sulfaţi (gips — anhidrit) de cloruri (sare gemă, săruri de K şi Mg). Acesta este faciesul *sabkha evaporitic* specific zonei intertidale. Cînd crustele evaporatice apar intercalate între faciesuri detritice — roşii oxidate feruginos — se formează faciesul *sabkha detritic* specific zonei supratidale. cu separări de intercalaţii limonitice (fig. 8. 25). Apele dulci,

Fig. 8.25. Tipuri de facies sabkha depuse în zona supratidală (sabkha evaporitică) și pe uscatul alăturat (sabkha detritică) (din ELF Aquitain, 1977).

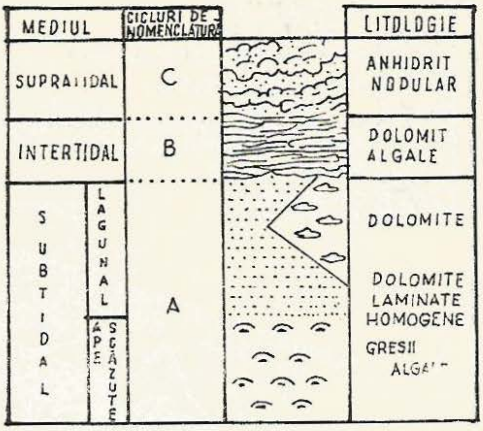


Fig. 8.26. Un ciclu sabkha ideal (după Wodd și Wolf, 1969).

EFECTELE APEI DULCI ASUPRA DEPOZITELOR EVAPORATICO-CARBONATATE ALE LINIEI DE ȚĂRM

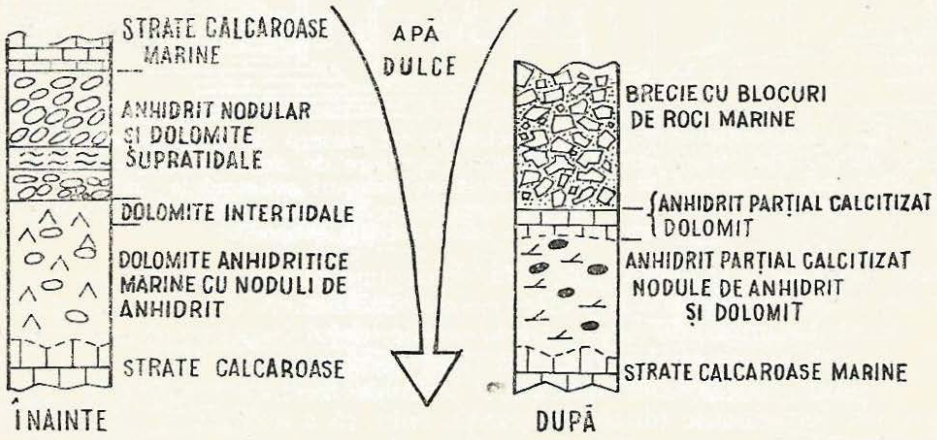


Fig. 8.27. Efectul apei dulci asupra depozitelor evaporitice — calcaroase de pe linia de țărm (facies sabkha). După Wood și Wolf, 1969.

venite de pe continent, acționează asupra rocilor evaporatice, modificîndu-le în special structura (fig. 8.27).

În alte sectoare cu regim mareic — în climat cald — temperat și aport terigen se formează un val de nisip submers, sau parțial emers (barieră de țărm); compoziția ei litologică arată o structură adesea mai complexă. În principiu osatura barierei este formată din nisip eolian (dună submersă) la care se adaugă nisip oolitic și construcții recifale coraligene sau algale: la capătul canalelor mareice, care brăzdează șanțul mareic

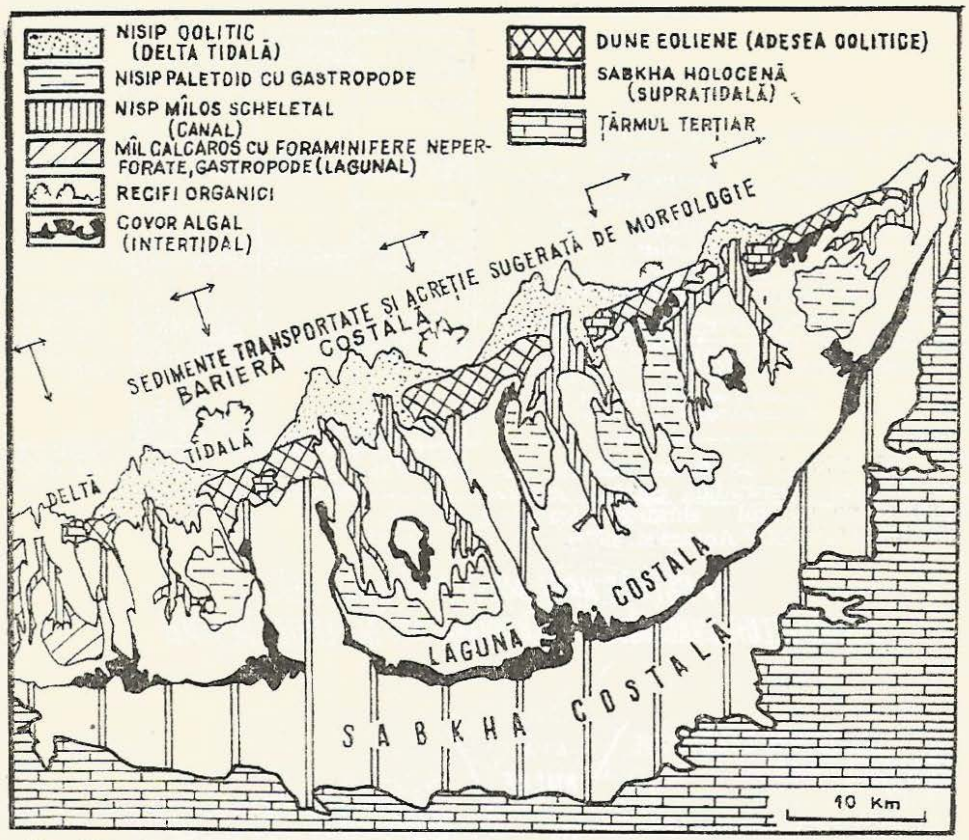


Fig. 8.28. Distribuția schematică a faciesului cu barieră de țărm și lagună din zona Abu-Dhabi (după Purser și Evens) : asociere de dune eoliene — oolitice și construcții coraligene în zona de barieră și nisipuri pelletoidale : mîluri scheletiale împreună cu faciesul algal stromatolitic în zona lagunară (intertidală) : Zona supratidală cu facies sabkha evaporitic.

plasat între țărm și bariera de țărm, se depune nisipul antrenat pe aceste canale, formînd deltele tidale. Ele completează bariera de țărm (fig. 8. 28).

Acest ansamblu de nisip eolian, oolitic, deltă tidală, construcții recifale, fac să avanseze uscatul spre larg (progradare a liniei de țărm).

În șanțul mareic este principalul sediu de formare al oolitelor calcaroase sau feruginoase (după compoziția chimică a apelor), a peletelor și peletelor algale, acumulări de gasteropode, coprolite de crustacei, de ostrocode iar pe linia de țărm se pot forma bioherme algale.

Sedimentele din acest mediu tidal pot avea intercalații de sol fosil sau chiar intercalații de cărbuni ; sînt frecvente bioturbațiile, perforațiile în roci dure, urme de pași de păsări sau de tetrapode.

8.2.3. *Țărmurile construite de organisme*, pot apare ca țărmuri recifale (coraligene, cu spongieri, cu serpulide, cu bancuri de Ostrei, cu alge calcaroase (Fig. 8. 29), țărmuri cu mangrove, care reprezintă un amestec de sedimente și arbori în poziție de creștere (verticală), sau țărmuri alcătuite din aglomerări de scoici (falune) sau alge (fig. 8. 30) în sectoarele de țărm protejate de acțiunea valurilor și curenților.

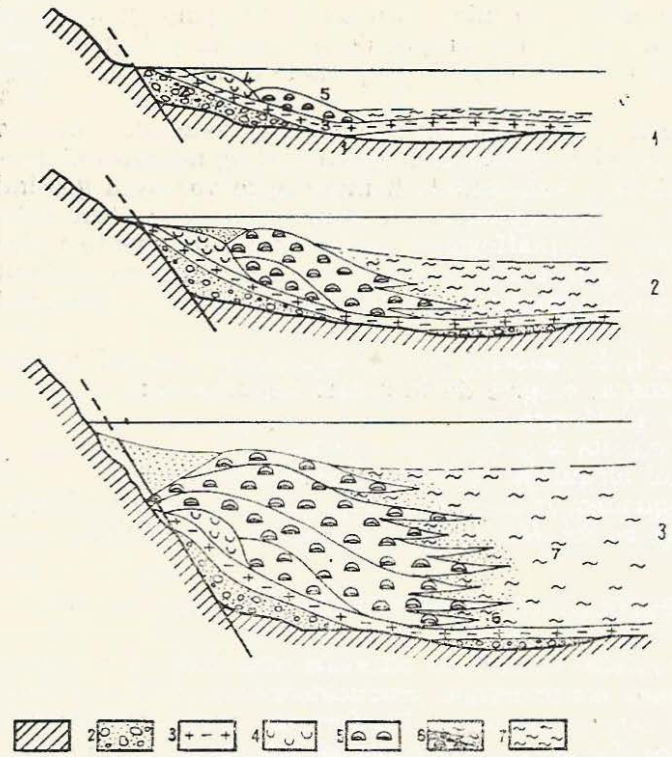


Fig. 8.29. Formarea și evoluția biohermului algal (badenian) de la Muchia Curchiei — Bazinul Bahna (după I. Pană și G. Rado, 1985) : 1 — substratul cristalin ; 2 — conglomerat ; 3 — marne tufacee ; 4 — barieră de Ostrei ; 5 — bioherm algal ; 6 — biostrom ; 7 — marne.

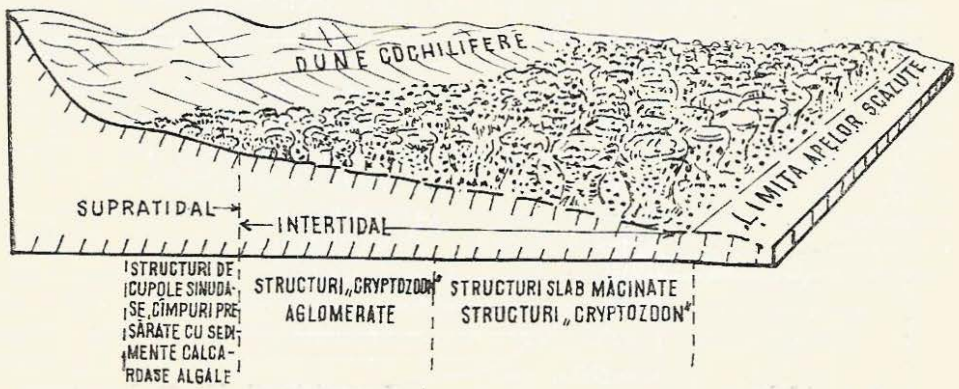


Fig. 8.30. Zonarea idealizată în reciful stromatolitic de la Flint Cliff, Hamilton — Australia de W — (după Logon 1961 — în the Encyclopedia of Sedimentology, 1978).

Acumularea și antrenarea sedimentelor din zona de țărm spre self sau pe panta continentală este dependentă de relația dintre sedimentare și subsidență.

Cînd sedimentarea este predominantă față de subsidență o bună parte din materialul detritic sau biodetritic din zona de țărm este repartizată pe întreaga platformă și chiar pe panta continentală unde este amestecat cu fracțiunea pelagică dînd o pătură groasă de sedimentare hemipelagice.

Gradat, spre fundurile medii oceanice, produsele terigene grosiere se pierd depunîndu-se numai o pătură subțire de sedimente pelagice. Grosimea maximă a materialului depus va fi pe pantele continentale cu gradient de pantă redus.

Dacă subsidența este foarte activă, sedimentele zonei de țărm se vor acumula mai ales pe platformele continentale atingînd grosimi maxime ; pe panta continentală, sedimentele hemipelagice vor avea grosimi reduse, iar pe fundurile medii oceanice se va depune numai o pătură subțire de sedimente pelagice. Pe platformele continentale, sedimente tipice de țărm, depuse în etape anterioare celei actuale, apar în zona șelfului intern sau extern, dovedind variația liniei de țărm în decursul timpului geologic.

Abaterile frecvente de la modelul general de rapartiție a sedimentelor pe platforme, au generat o serie de întrebări importante :

care este originea platformelor ?

ce se găsește sub pelicula de sedimente recente ?

ce fel de formațiuni alcătuiesc platformele continentale ?

Vom încerca să răspundem la unele întrebări prin prezentarea cîtorva situații clare, echivalente cu tot atîtea modele de formare a șelfului.

9. PLATFORMELE CONTINENTALE (ȘELFUL)

Platformele continentale reprezintă expresia morfologică a luptei planetare dintre eroziunea continentală, producătoare de sedimente epiclastice, și deformațiile care le afectează. Platformele reprezintă cca 6% din suprafețele submerse (fig. 9. 1). Ele se întind din zona de țărm pînă

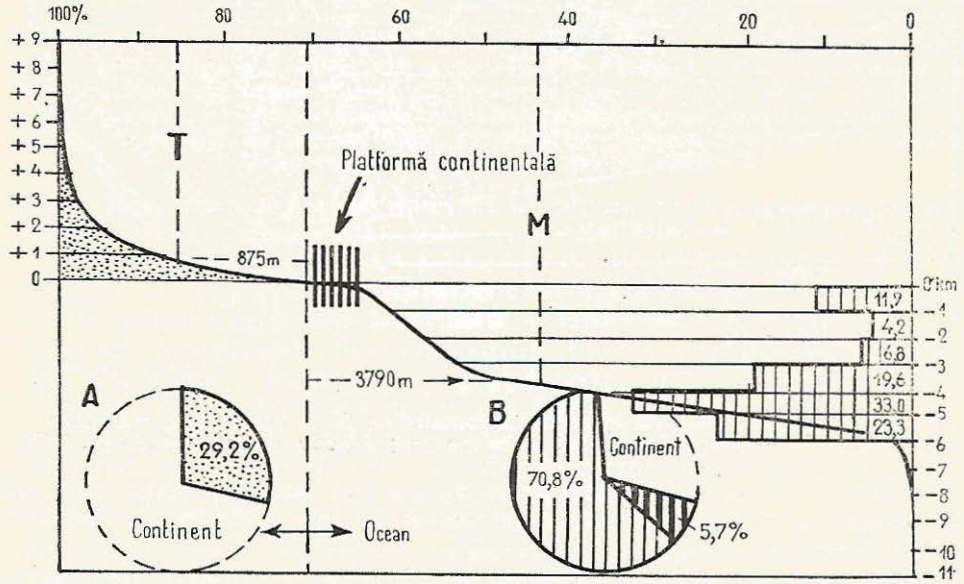


Fig. 9.1. Curba hipsometrică a scoarței terestre : T. M. altitudinea și adîncimea medie a uscatului și mărilor. A.B. — procentul suprafețlor ocupate de continent și mări (pentru diverse valori altimetrice și etaje baltimetrice). După Ditrich, 1957 din J. R. Vanney, 1977.

la adîncimea medie de 200 m și se deosebesc foarte mult ca extindere — în special ca lărgime și pantă în funcție de relieful uscatului alăturat și de modul în care placa continentală ia contact cu placa oceanică.

9.1. Valori morfologice ale platformelor

9.1.1. Lărgimea medie a platformelor este de 80 km dar ele pot fi *foarte înguste* (sub un km lărgime) apărînd ca manșete continentale însoțite de canioane (Guineea, Coasta de Fildeș, Congo, Portugalia) ; *platforme înguste* (1—10 km lărgime), mărginesc țărmurile muntoase (sudul Californiei, SV-ul Mexicului, Alpii Maritimi), încît galeții flancului extern al cordonului litoral pot fi antrenați prin canioanele pantei continentale pînă pe fundurile oceanice ; *platforme medii* (10—30 km lărgime), apar de obicei în fața munților tineri alpini din Mediterana, Pacificul de Est — *(Alaska, California, Peru, Chile), dar pot apare platforme medii și în* zone cu țărmuri alcătuite din soclu vechi (ex. 15 km lărgimea platformei din Labrador, Norvegia) ; *platforme late* 300—1000 km lărgime, apar în fața munților vechi erodați, ai colinelor și cîmpiilor litorale (800 km în Argentina, 8—900 km în Marea Bering, Siberia de Est, 1300 km în Marea Arafura din Nordul Australiei). Dacă se prelungesc spre continent cu mări interne sau golfuri, pot atinge 2000 km lărgime (golful Hudson + platforma Atlanticului).

Lărgimea platformei este deci invers proporțională cu înălțimea reliefului din apropierea țărmului ; ea depinde de debitul și durata aportului terigen care construiește platforma (în fața fluviilor platforma are o protuberanță pe lățime), de dezvoltarea organismelor constructoare și de factorul tectonic.

În afara platformelor înguste, în care cu greu se mai pot face alte subdivizări morfostructurale, celelalte tipuri de platforme pot fi divizate după adîncime, relieful substratului, gradientul de energie hidrodinamic, toate acționînd asupra tipurilor de sedimente care se vor întîlni pe diversele sectoare ale platformelor.

Schema generală de subdivizare a unei platforme (fig. 9. 2) cuprinde un sector intern (platforma internă) de la țărm la cca 100 m adîncime și un sector extern (platforma externă) de la 100 la 200 m adîncime. În foarte multe cazuri între ele se plasează o barieră pe care în zonele tropicale-ecuatoriale, se pot fixa organismele constructoare.

Contactul dintre domeniul continental și domeniul marin (zona de țărm) a fost descris separat, încercînd să subliniem multitudinea de situații datorate reliefului țărmului, regimului hidrodinamic, climatului, etc.

Platforma internă este și ea influențată de aceiași factori. Regimul hidrodinamic este reflectat în acumularea sau transportul sedimentelor, în structura și textura lor, în repetatele remanieri ale sedimentelor detritice și biogene din substrat, care pot conduce la progradarea unor sectoare de țărm și deci la îngustarea platformei interne (fig. 9.3.) și chiar la schimbarea regimului de sedimentare marină în sedimentare lagunară.

Bariera, este deasemeni expusă agitației puternice a apelor (valuri, maree etc.), care vor influența repartiția organismelor și a sedimentelor

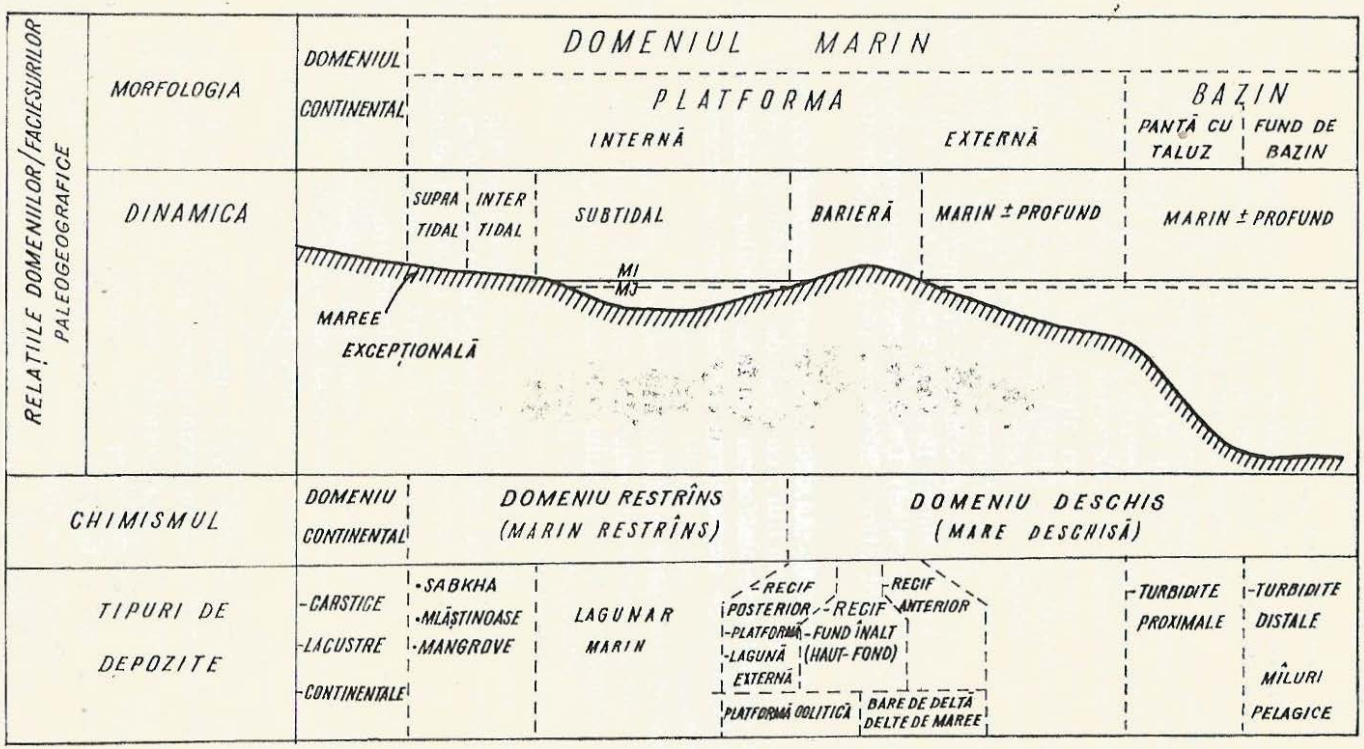
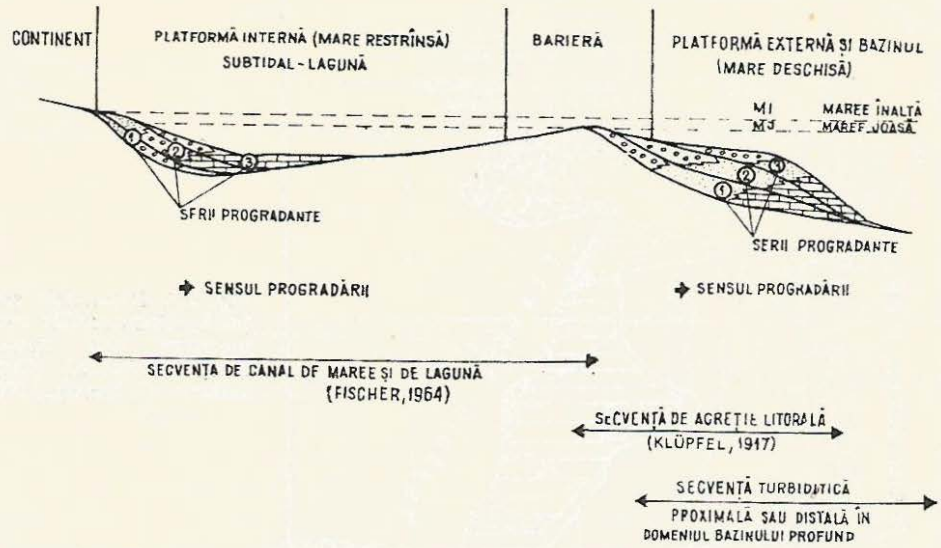


Fig. 9.2. Domeniile de sedimentare și relațiile dintre morfologie, dinamică și chimism. Principalele tipuri de sedimente. **Din ELF** Aquitaine, 1977.



Rig. 9.3. Fenomene de progradare în zona de țărm și de barieră. Din ELF Aquitaine, 1977.

(fig. 9. 2 ; 9. 3 ; 9. 4 ; 9. 5 ; fig. 6. 4). Foarte caracteristică este partea externă a barierei unde recifi coralgali alternează cu bare de nisip bioclastic putînd forma microdelte mareice cu fenomene de progradare a barierei. Construcția recifală masivă sau numai ridicarea hautfond-ului protejată

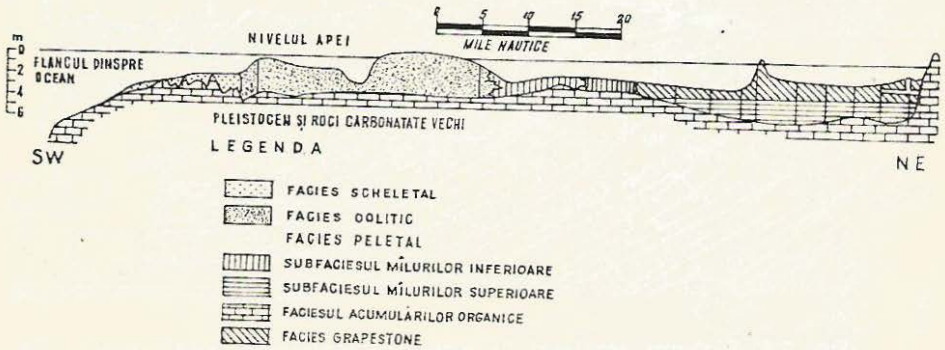


Fig. 9.4. Faciesuri sedimentare în zona Barry Island de sud — Bancul Bahama. După Buchanan, 1970.

de energia maximă a valurilor, ocupă zona centrală a barierei ; față internă a barierei (cu reciful posterior) are altă construcție biologică și sedimentară, faciesurile oolitice, mîlurile scheletale și pelletale fiind dominante (fig. 9.4; 9.5).

La exteriorul barierei se întinde platforma externă (marea deschisă) în care alimentarea cu material terigen este mai limitată, organismele

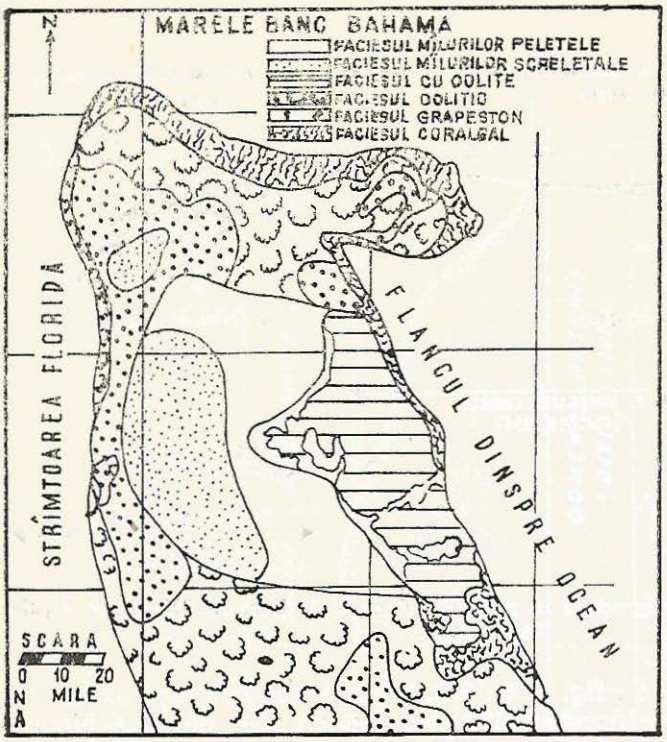


Fig. 9.5. Repartiția spațială a faciesurilor sedimentare din marele banc Bahama. După Imbrie și Purdy, 1962.

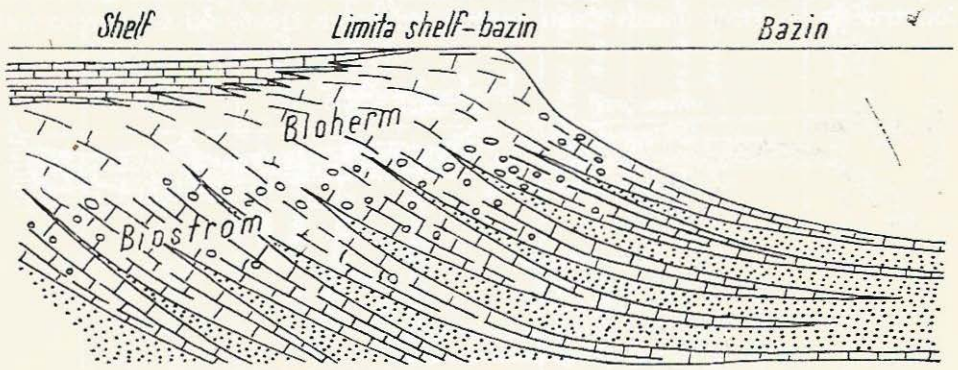


Fig. 9.6. Bioherm amplasat la marginea platformei continentale

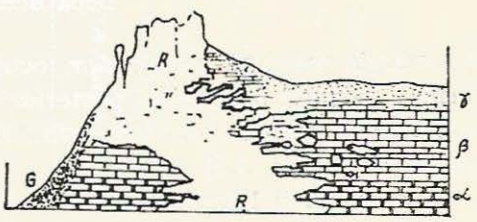


Fig. 9.7. Schița recifului spongalgal (Jurasic superior) din Suabia — SW Germaniei : R — calcare bioconstruite masive cu treceri laterale la marne de șelf oxfordiene (α), calcare stratiforme oxfordiene (β), calcare kimmeridgiene (γ) ; G — grohotiș de soliflucțiune. După E. Saulea, 1962 — cu completări.

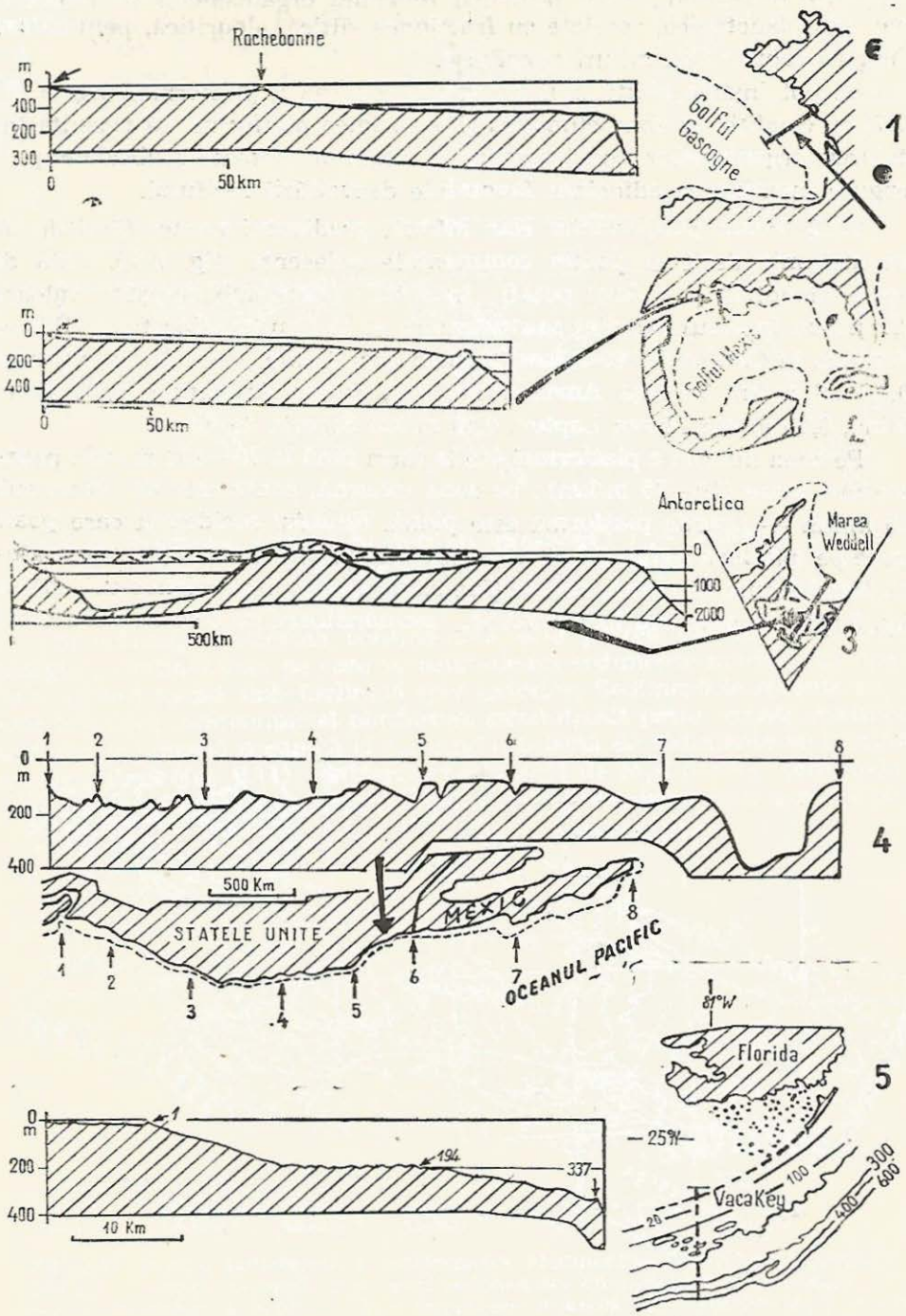


Fig. 9.8. Profile batimetrice pentru unele tipuri de platforme continentale. După J. R. Vanney, 1977 — Simplificat.

bentonice deasemeni, rolul principal revenind organismelor nectonice și mai ales planctonice, asociate cu fracțiunea siltică, aleuritică, pelitică sau chiar cu depuneri de mîluri calcaroase.

Se pot instala recifi și la marginea externă a platformei (fig. 9. 6 ; 9. 7) cu condiția ca zona climatică și adîncimea platformei să permită instalarea organismelor constructoare și regimul tectonic (subsidența) să asigure menținerea adîncimii favorabile dezvoltării recifului.

9.1.2. *Panta platformelor* este infimă, gradientul pantei fiind de 50 ori mai mic decît al pantei continentale adiacente (fig. 9.8.). Față de media mondială (1 m/km) pot fi întîlnite pante sub această valoare (0,7 m/km în Noua Anglie) sau deasupra ei (5,7 m/km Coasta de Fildeș, 10 m/km în California, 40 m/km lîngă Alger). Panta poate deveni minimă (0,4—0,6 m/km în fața Amazonului, 0,31 m/km Argentina, 0,30 m/km China, 0,25 m/km Marea Laptev, 0,10 m/km Siberia de Est).

Pe zona internă a platformei (de la țărm pînă la 70—100 m. ad), panta este mai mare (10—25 m/km) ; pe zona externă, panta este de obicei sub 0,5 m/km — practic platforma este plană. Relieful accidentat care poate apare pe platforma (fig. 9.8 și 9.9) este sculptat direct în rocile substratului, luînd forma de riduri, canale (fig. 9.8/4) bazine, hauts fonds-uri, insule (fig. 9.8/3), aliniate sau în dezordine, asemănătoare cu cele de pe uscatul

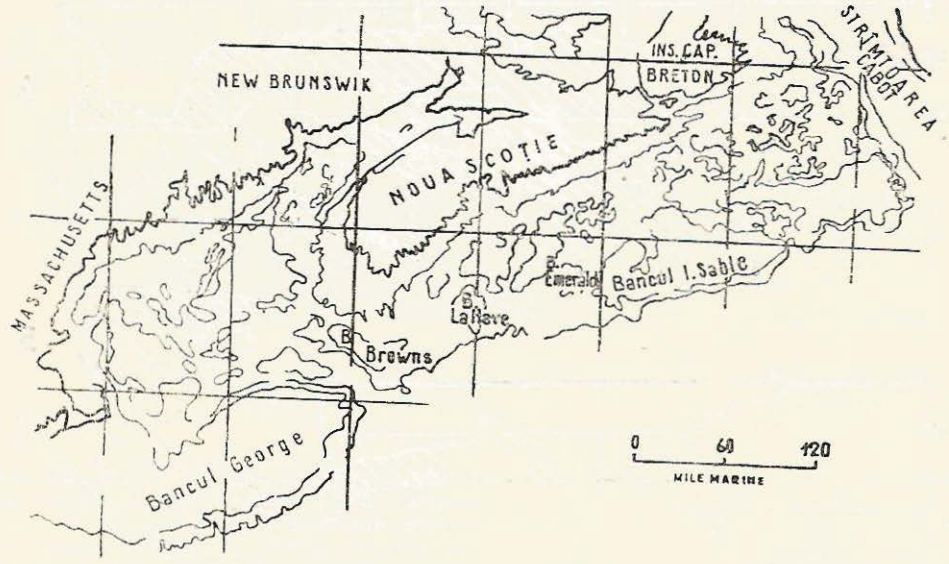


Fig. 9.9. Platforma continentală a Oceanului Atlantic în zona Noua Scoție — Canada de Est. După Shepard, 1959.

apropiat, sau relieful substratului poate fi datorat repartiției inegale a sedimentelor (fig. 9.9). Profilul general al platformei este concav (rar convex — Coasta de Fildeș). Dacă platforma coboară în trepte (fig. 9.8/5) pot apare zone plate la 2—400 m adîncime (Platforma Lybiei) care nu trebuiesc confundate cu platourile marginale ce țin de pantele continentale (fig. 9.10).

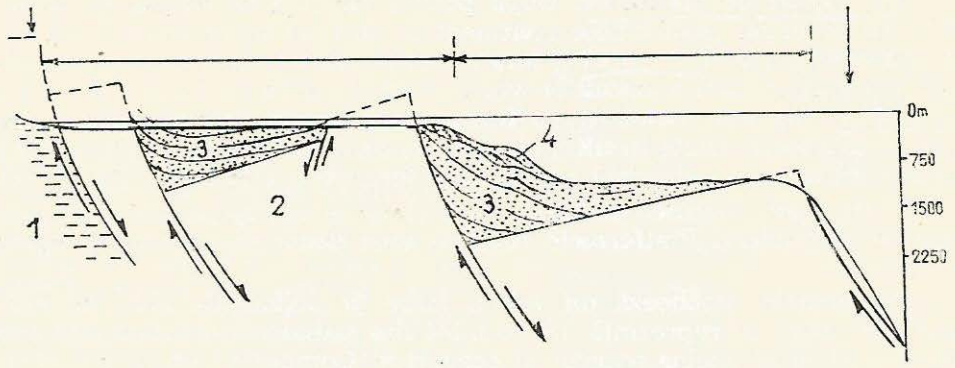


Fig. 9.10. Platforma Asturiei cu horsturi asimetrice : 1 — domeniul asturian ; 2 — fliș cretacic ; 3 — molassă paleogenă ; 4 — molassă neogenă. După Boillot și al. ,1971.

Structural, platforma continentală este partea cea mai ridicată a marginii continentale, pe care se acumulează sedimente marine. Ea apare ca o imensă terasă slab înclinată spre exterior. Sedimentele recente depășesc învelișul sedimentar al platformei stînd direct peste crusta continentală sau (și) crustă oceanică și formînd o prismă de sedimente cu secțiune triunghiulară (fig. 9.11). Platforma reprezintă de fapt partea terminală a unui mare bazin de sedimentare, care acoperă și o însemnată parte a con-

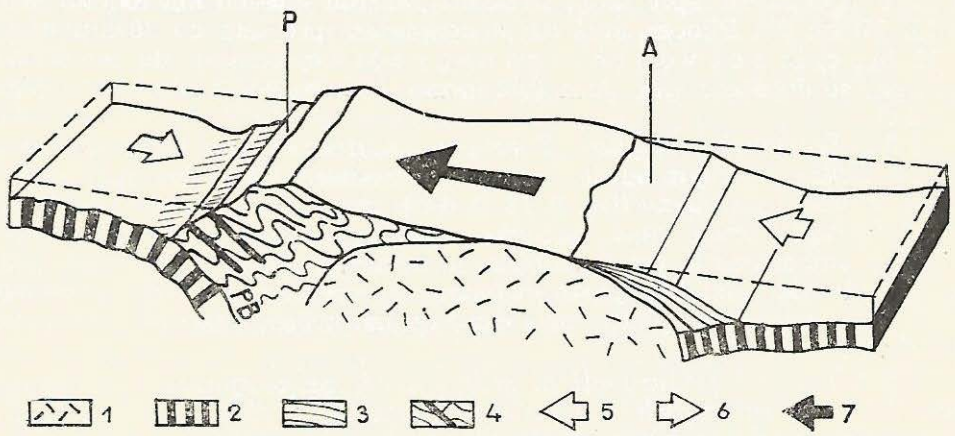


Fig. 9.11. Poziția structurală a platformelor continentale : 1 — crusta continentală ; 2 — crusta oceanică ; 3 — serii sedimentare cu structură monoclinală ; 4 — serii sedimentare tectonizate ; 5 — împingere oceanică ; 6 — subducție ; 7 — sensul deplasării plăcii. P — platforme tip Pacific ; A — platforme tip Atlantic ; PB — Plan Benioff. După J. R. Vanney, 1977.

tinentului. Încărcarea continuă cu sedimente poate antrena platforma într-o mișcare de subsidență manifestată continuu sau cu intermitențe.

Acolo unde continentul a suportat o compresiune provocată de placa oceanică, apar deformări ale scoarței cum sînt : fosele pericontinentale, deformarea sedimentelor recente, subducția plăcii oceanice sub cea continentală în lungul planului Benioff (fig. 9. 11).

9.2. **Tipuri de platforme.** După poziția lor față de zonele de mobiliate ale scoarței, platformele continentale sînt de două tipuri : platforme de tip atlantic, largi, stabile, plasate la marginea cîmpiilor, platourilor, sau a munților vechi erodați ; platforme de tip pacific, înguste, instabile, cu forma unor lentile subțiri sedimentare plăcate pe zonele cutate în ultimele orogeneze, deci în partea anterioară a plăcii continentale deranjată periodic de fenomene tectonice. (fig. 9. 11).

Platformele atlantice au zone de creștere — ca organismele au deci zone de progradare. Platformele pacifice apar numai ca un burlet îngust și instabil.

Platformele, stochează un volum mare de sedimente (50—60 milioane km^3) ceea ce reprezintă 1/3 sau 1/4 din sedimentele acumulate sub actualul nivel al apelor mărilor și oceanelor. Comparînd cu zonele relativ restrînse pe care le ocupă platformele, volumul de sedimente de pe platforme este foarte mare.

9.3. **Cuvertura sedimentară** indiferent de poziția structurală a platformei, ea este compusă din secvențe elementare și secvențe compuse.

9.3.1. *Secvențele elementare* pot avea trei moduri de acumulare a sedimentelor : a) secvențele regradate : se caracterizează prin acumularea pe verticală a sedimentelor, ceea ce duce la înălțarea platformei (fără creștere în lățime) ; subsidența este activă (fig. 9 12 a) ; b) secvențele progradate au stratele recente concordante cu cele mai vechi pe care le depășesc spre larg ; structura internă este de macrodeltă (ex. golful Mexic din Pliocen pînă azi a progradat spre larg cu 80 km) (fig. 9. 12 b) ; c) în secvențe transgresive, stratele, de asemenea paralele, se depășesc spre țărm (platforma Walvis, golful Gasconiei) (fig. 9. 12 c).

9.3.2. *Secvențele compuse.* Foarte rar platformele sînt omogene, constituite dintr-un singur fel de secvențe elementare. De obicei apar edificii de secvențe complexe (fig. 9 12 B d-n). Între două secvențe evoluția este întreruptă brusc dînd discordanțe (înregistrate prin seismică de reflexie). Întreruperile pot fi însoțite, în secvența primară care urmează, de olistostrome, olistolite, pînze de alunecare submarină — cu structură haotică în special pe platformele din fața lanțurilor muntoase pe cale de ridicare.

9.3.3. *Factorii perturbanți ai sedimentării pe platformele continentale.* Unul din principalii factori care perturbă sedimentarea pe platforme este eroziunea. Sînt posibile toate combinațiile între eroziune, regimul de sedimentare și subsidență (fig. 9.12 d-n). De exemplu după o etapă de eroziune, peste o secvență regradată, stă una progradată și aceasta este acoperită de o nouă secvență retrogradă (fig. 9.11 d) sau, progradare după o secvență transgresivă (fig. 9.11 e) sau — eroziune

între sau în timpul unei secvențe progradate — seria superioară stă pe cea inferioară delimitînd o suprafață de abraziune sau eroziune (dacă zona a fost exondată) (fig. 9.12 f).

Al doilea factor care a putut perturba sedimentarea pe platformă este o r o g e n e z a. Pe platformele de tip pacific, peste o serie inferioară cutată stă o serie progradată actuală (Asturia, Maroc) (fig. 9.11 h).

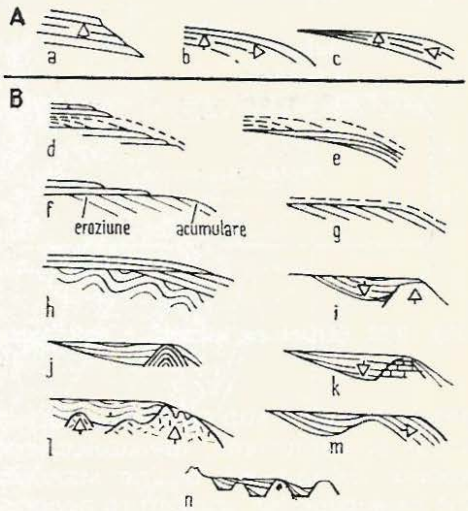


Fig. 9.12. Tipuri de secvențe elementare (A) și secvențe compuse (B) din structura internă a platformelor ; A. a — secvența regradată ; b — secvența progradată ; c — secvența transgresivă ; B. d — secvență progradată intercalată între două secvențe regradate ; e — secvență transgresivă urmată de o secvență progradată ; f — eroziune între o secvență transgresivă și una regradată ; g — eroziune între o secvență regradată și una progradată ; h — două serii progradate stau peste o serie curată ; i, j, k, l, m, n, tipuri de baraje de platformă. După J. R. Vanney, 1977.

De mare importanță în repartiția sedimentelor este b a r a j u l. Pus în evidență de Emery (1968—1970), barajul blochează sedimentele dînd grosimi enorme, anormale pentru o platformă continentală. Bazinele de baraj (fig. 9.12 B i, j, k, l, m, n) mai mult decît alte forme morfostructurale ale platformelor, sînt favorabile acumulărilor de hidrocarburi. Barajele pot fi tectonice, vulcanice, construcții recifale, injecții ale rocilor plastice ; apar de obicei la marginea externă a platformelor dar pot fi întîlnite și pe zona mediană a platformei (fig. 9.11 l-m). Uneori, în grosimea sedimentelor apar blocuri ale reliefului profund care coincid principalelor discordanțe provocate de orogeneze mai vechi și înscrise în structura generală a platformei sau plane diferite de paleorelief care coincid etapelor de exondare (regresiune) și erodare a depozitelor ; secvențele sînt depuse în urma unor schimbări în evoluția platformei (fig. 9.12 n, 9.13). Dintre formele de relief profunde foarte frecvente sînt horsturile asimetrice (fig. 9.10) ; ele delimitează bazinele unde sînt reținute sedimentele ; apărute ca efect al orogenezei, horsturile asimetrice au fost apoi îngropate sub sedimente rezultînd în final platforme plane. Natura horsturilor este foarte diferită ; în Asturia horsturile sînt din fliș cretacic, umplutura bazinelor paleogenă, nivelarea neogenă ; în Irlanda horsturile sînt precambriene, cuvertura mezozoică, nivelarea terțiară ; în Marea Roșie, horsturile sînt precambriene, umplutura mezozoică-neozoică ; în China — Indonezia există un relief îngropat cu aspect de horsturi aliniate paralel cu țărmul, veritabile lanțuri muntoase îngropate sub sedimente (Foukien-Reinan în apropierea uscatului) (fig. 9.14.2) și Taiwan-Sinzi, For-

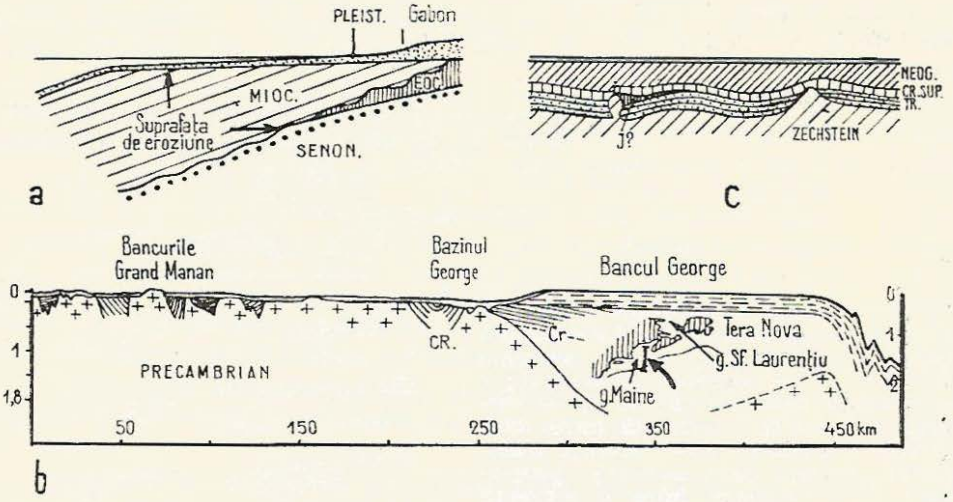


Fig. 9.13. Structura internă a sedimentelor unor platforme. După J. R. Vanney, 1977.

mozei, Japoniei sub platforma externă (fig. 9.14-3, 4, 5) alcătuită din depozite precambriene, mezozoice, roci vulcanice. Lanțurile muntoase îngropate delimitează bazine susceptibile de a avea petrol ; deformările sînt paleogene iar umplutura neogenă a bazinelor depășește 2 km grosime în bazinul Mării Galbene — bazinul Taiwan.

M u n ț i i v u l c a n i c i, azi îngropați sub depozite mai noi, pot contura de asemenea bazine cu sedimente foarte groase (în fața fiordului Stavanger au fost puși în evidență munți vulcanici îngropați sub 4 km sedimente).

R e c i f i i c o r a l i g e n i au aceeași importanță ca un baraj tectonic. Frecvent barajul tectonic a fost utilizat ca suport de către corali (Marea Roșie, America Centrală, Antile, Florida). În Florida un recif miocen, îngropat sub sedimente, pare să fie prelungirea barierei coraligene din Bahamas, unde reciful continuă să se dezvolte și azi pînă aproape de suprafața apei. În spatele barierei coraligene s-a acumulat o mare cantitate de material detritic și organogen. Prin seismică de reflexie, pe partea externă a platformei, au fost înregistrate siluete masive de recifi îngropați și biomicrite (în spatele lor) depuse într-o lagună. Este posibil ca astfel de bioherme fosile îngropate să fie găsite în toate platformele de tip atlantic, care au fost scăldate de ape calde o lungă perioadă de timp.

D i a p i r e c u r e l i e f u r i h a l o c a r s t i c e — apar ca forme de relief profunde ce pot servi ca baraje avînd suprafețe de alunecare și dezarmonii, provocate de deformarea sării. În golful Mexic, la 3657 m adîncime (Cîmpia Sigsbi) peste 20% din suprafața substratului plan are asemenea deformări interne (diapire); ele au mai fost puse în evidență și sub sedimentele orizontale din canalul Sf. Laurențiu, sub Grand Bank, Terra Nowa, platforma Portugaliei, golful Guineei, peste tot formațiunea Keuper dînd fenomene de diapirism). Pe suprafața formațiunilor salifere

apar reliefuri halocarstice (avene, polii, grote etc.) care se comportă ca veritabile rezervoare de hidrocarburi.

9.3.4. *Pelicula superficială de sedimente.* Platformele, în afara sedimentelor consolidate ,sînt acoperite de o peliculă subțire de sedimente

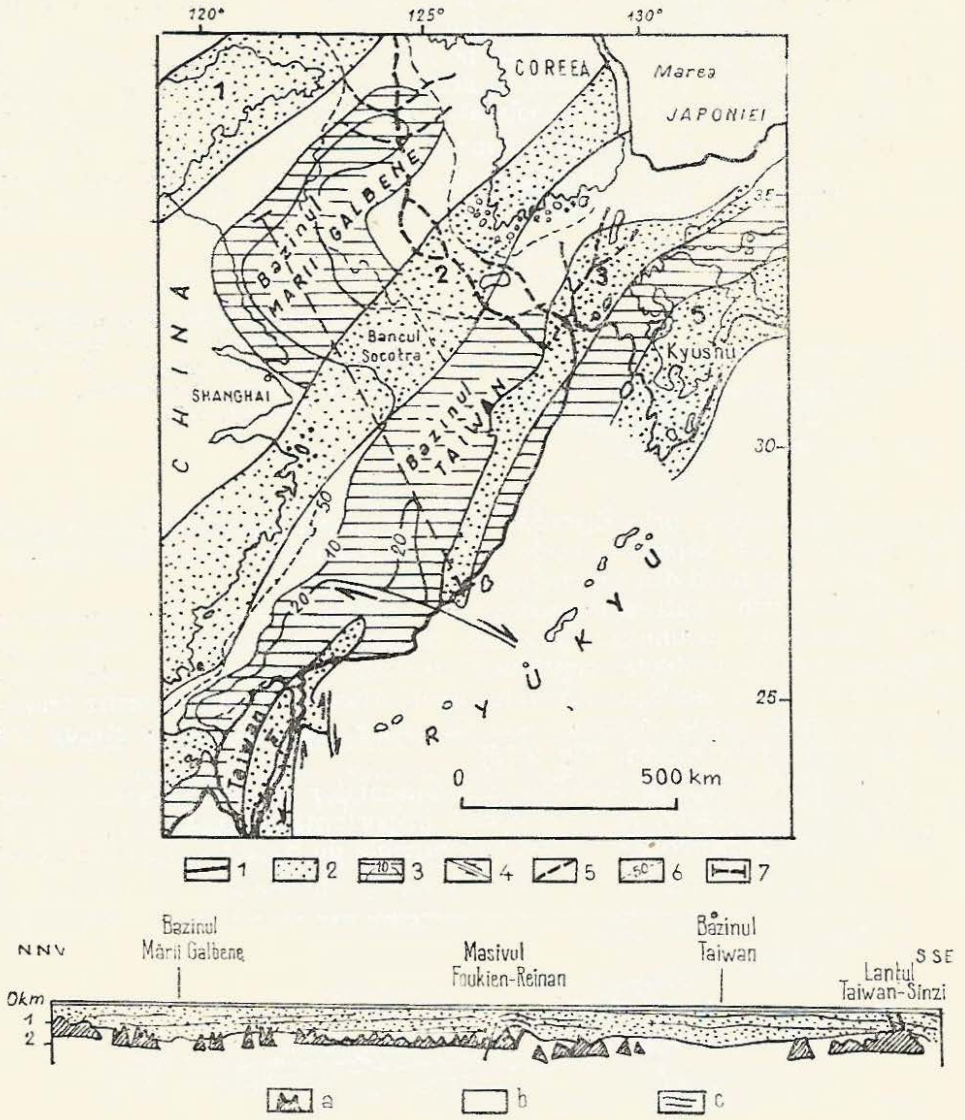


Fig. 9.14. Structura platformei chineze între Coreea și Taiwan : 1 — marginea platformei ; 2 — munți barieră, fosilizați sub învelișul platformei ; 3 — bazine sedimentare și curbe hipsometrice în depozite neogene ; 4 — falii ; 5 — văi submarine ; 6 — curbe izolate ; 7 — direcția secțiunii. 1 — masivul Shandong ; 2 — masivul Foukien-Reinan ; 3 — munții cutați Taiwan-Sinizi ; 4 — munții Formozei ; 5 — munții Japoniei ; a — roci metamorfice ; b — sedimente prepaleogene (pretectonice) ; c — roci post-tectonice (neogen-recent). După Wageman și al. 1971.

mobile plio-pleistocene, în care sînt înscrise procese recente de morfogeneză.

9.3.4.1. Procese recente de morfogeneză. Între acestea de mare importanță este tendința de a nivela continuu suprafața de sedimentare, de a reduce panta și a stabiliza sedimentele. Cuvertura sedimentară a platformei alcătuită din roci consolidate și sedimente superficiale mobile poate fi antrenată pe flexura de la marginea externă a platformei. La baza pantei apare în acest caz, fie o construcție de formă deltaică, fie sedimentele neconsolidate participă la formarea glacisului.

În acest proces de nivelare a suprafeței de sedimentare apar văi umplute cu sedimente, văi prelungite de pe continent, izolate sau legate între ele (fig. 9.15). Sculptarea văilor s-a putut realiza în mai multe faze

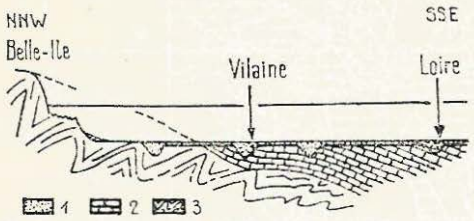


Fig. 9.15. Nivelarea suprafeței platformei prin umplerea văilor ; 1 — umplutura plio-pleistocenă ; 2 — calcare și gresii paleogene ; 3 — soclu brioverian. După Vanney, 1977.

de eroziune traduse prin discordanțe între secvențele sedimentare primare ; văile pot fi săpate în soclu sau în cuvertura sedimentară consolidată, umplutura fiind din sedimente plio-pleistocene.

Adeseori sub pătura de sedimente nivelatoare pot fi recunoscute forme construite : acumulări glaciare, bancuri sau cordoane litorale de nisip, bancuri de moluște, construcții recifale coraligene sau algale reprezentînd efectul oscilației nivelului apei. Alteori nisipuri marine transgresive acoperă argile lagunare sau de estuar, care dispar la rîndul lor sub alte nivele tipic marine (fig. 9.16).

Cu toată tendința de nivelare a sedimentelor superficiale, rămîn totuși *reliefuri moștenite*, cu o deosebită importanță în cartarea geologică a platformelor continentale. Astfel sub numele de hauts-fonds-uri

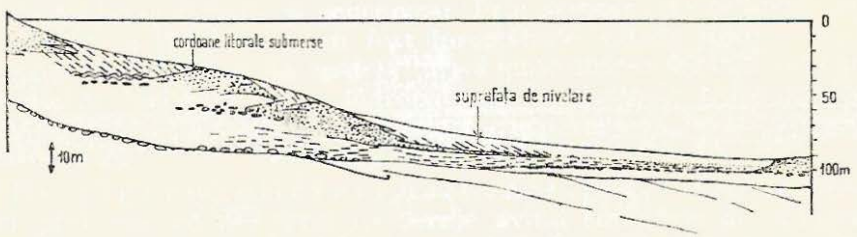


Fig. 9.16 Cordoane litorale de nisip îngropate — nivelate de pătura actuală de sedimente.

sînt descrise ridicări ale substratului marin consolidat mărginite de talazuri foarte abrupte. Dacă sînt tăiate în roci calcaroase, sînt însoțite de reliefuri carstice (grote, doline, avene, galerii). Asemenea reliefuri

moștenite sînt specifice zonelor consolidate (socluri arhaice, paleozoice) afectate de mișcări tardive care au faliat soclul : unele compartimente prinse între falii, au fost ridicate sub formă de hauts-fonds (Bretania, Masivul iberic, China, Coreea, periferia platformei ruse etc.). Hauts-fods-urile din zonele tropicale temperate au servit ca suport pentru instalarea recifilor ; în zonele reci Norvegia, Spitzberg, Groenlanda, Labrador — sînt îngropate sub sedimente clastice. Spre deosebire de hatus-fonds-uri, cu taluzuri abrupte, în partea medie sau externă a platformelor apar b a n c u r i l e separate între ele prin depresiuni, sculptate în cuvertura mezo-kainozoică. Trecerea de la bancuri la depresiuni se face lin. Bancurile sînt foarte frecvente în Marea Nordului.

Aproape toate platformele au pe suprafața lor sculptate d e p r e s i u n i și „fose" adeseori cu substratul accidentat, cu adîncime moderată, contururi nete, delimitate de aliniametne de bancuri, hauts-fonds-uri, insule (fig. 9.17). Acumulările de hidrocarburi sînt frecvente în aceste depresiuni ale platformelor.

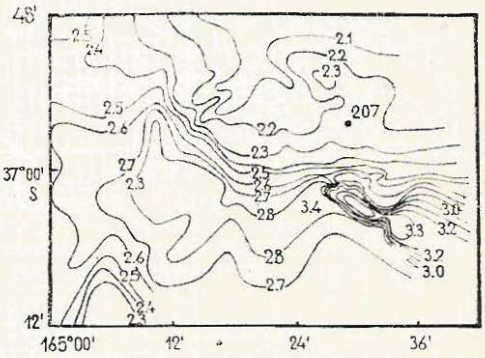


Fig. 9.17. Depresiuni („bazine") amplasate pe platformele continentale. După Andrews, 1973.

Multe accidente morfostructurale ale platformelor (văi fluviatile, văi glaciare, platouri, coline, chiuvete) sînt săpate subaerian, în timpul exondării platformelor sau reprezintă procese de eroziune litorală (guri de vărsare, limanuri, estuare, faleze, plăji consolidate, terase mareice, cordoane de nisip, bancuri de gresii — cu taluzuri abrupte conservate (cunoscute sub numele de „arrecifi") (fig. 9.18), dune submerse etc. Ele reprezintă căi de acces sau capcane pentru hidrocarburi.

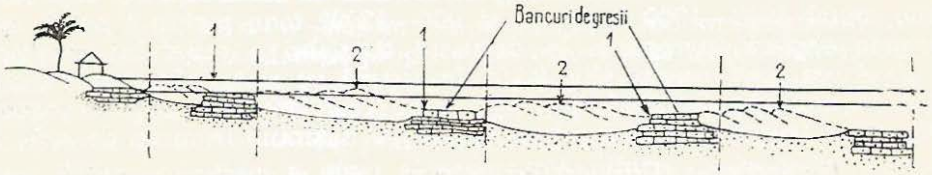


Fig. 9.18. „Arecifi" — bancuri de gresii : 1 — rîuri vechi ; 2 — dune vechi. După Ottmann, 1960.

Alte accidente morfostructurale sînt datorate p r o c e s e l o r d i a s t r o f i c e (tectonice, vulcanice, izostatice) sau p r o c e s e l o r b i o -

g e n e ; bancuri construite de moluște, briozoare, Balanus, viermi etc. ; construcțiile calcaroase sînt supuse eroziunii sau corodării. Apar adeseori biodegradări datorate plantelor marine cu crampoane care accentuiază fisurațiile din roci pînă la desprinderea blocurilor. Animalele, (pești, stele de mare, moluște litophage), distrug calcarele organogene ; este de subliniat ritmul de distrugere al Marei Bariere australiene, unde o stea de mare consumă într-o lună 1 m^2 de calcar recifal ; există sectoare în care într-o lună stelele de mare au consumat 1 km^2, demonstrînd desimea populației de asteride și pericolul degradării Marei Bariere recifale.

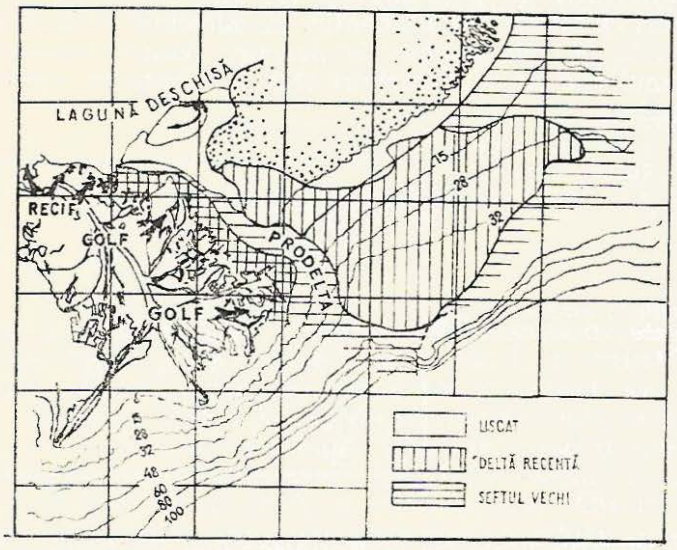


Fig. 9.19. Nivelare și progradare pe platforma continentală a golfului Mexic (Estul Deltei Mississipi). După Shepard, 1956.

Pentru a înțelege procesul complex de morfosculptură al platformelor nu trebuie uitat aportul de material de pe continent (fluvii, vînt, gheață). Cîteva exemple sînt edificatoare ; în Marea Neagră numai aportul a trei fluvii (Dunărea, Don, Kuban) este de 208 km^3 de apă cu săruri dizolvate și 88^6 tone material solid ; Amazonul aduce anual 3900 km^3 apă și 900^6 tone material solid ; Gangele, Indusul și Brahmaputra împreună aduc anual 1000—1300 km^3 apă și 900—1200^6 tone material solid, etc. Aceasta explică îngroparea în decursul timpului a reliefului moștenit și nivelarea platformelor (fig. 9.10). Împreună cu materialul terigen este adus în bazinele de platformă și o mare cantitate de material organic care se va transforma în sapropel sau se va disimina în masa de apă.

9.4. **Progradarea.** Considerînd aportul solid al tuturor fluviilor, mari sau mici, apare evident că această imensă cantitate de material continental, în afară de nivelarea și îngroparea reliefului platformelor, va asigura și avansarea (progradarea) spre larg a platformelor, datorită aportului succesiv de sedimente pînă la marginea sa externă. Iată un model de progradare prezentat de G. Boillot (1979 ; fig. 9,20),

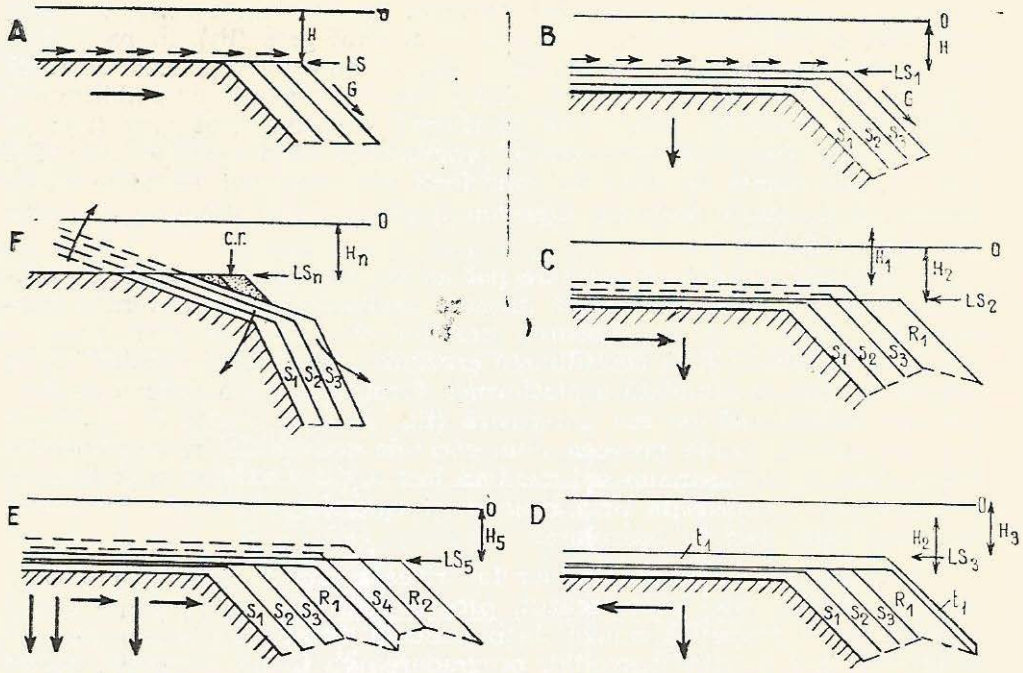


Fig. 9.20. Progradarea platformelor continentale. A — fără subsidență ; B — cu subsidență (S) ; C + D — variații eustatice ; R — regresiune ; t — transgresiune, (subsidența neglijabilă) ; E — variații eustatice separate de perioade de subsidență (S_4) ; F — basculare (C_1 — con recent). După G. Boillot, 1979.

9.4.1. *Factorii care controlează progradarea.* Progradarea este guvernată de mai mulți factori : adîncime, subsidența, variația absolută a nivelului mării, mișcările tectonice, aportul sedimentar, etc.

1. La o anumită adîncime a apelor de la marginea externă a platformelor (H), particulele sedimentare ating condiția de stabilitate (LS). Stabilitatea variază în funcție de clasa granulometrică (G), de hidrodinamică și adîncime. Dacă adîncimea este mai mică decît cea care asigură stabilitatea materialului, sedimentele sînt antrenate pe pantă. În acest caz cînd adîncimea apei depășește adîncimea de stabilitate a materialului. aglomerarea de sedimente se face cel puțin în partea superioară a pantei continentale (fig. 9.20 A).

2. Subsidența este un factor esențial. Cînd nu există subsidență, sedimentarea pe platforma propriu-zisă este foarte slabă, materialul detritic fiind antrenat spre marginea externă a platformei unde alimentează progradarea rapidă (S_1 S_2 S_3 fig. 9.20 B) ; granulometria scade repede spre zona de adîncime. Pe platformele subsidente, adîncimea de stabilitate (H), se menține ca efect al raportului dintre subsidența și aportul continuu de sedimente din care cea mai mare parte rămîn pe platformă fără a atinge marginea externă a platformei. Platforma se îngroașă: progradarea este, în consecință foarte lentă sau nulă pe platformele subsidente.

3. Variația absolută a nivelului marin, datorată mișcărilor eustatice, influențează progradarea. Dacă nivelul marin scade, ero-

ziunea se accentuează. Materialul provenit din eroziunea zonei de țărm alimentează progradarea dînd naștere unui strat gros (R_1), în parte format și prin erodarea stratelor S_1 S_2 S_3 depuse anterior (fig. 9.20 C). Dacă nivelul mării crește, va permite restabilirea adîncimii de stabilitate a particulelor, care vor rămîne pe platformă dînd un strat gros (t_1); pe pantă ajunge foarte puțin material, progradarea fiind aproape nulă (fig. 9.20 D). Alternanța de etape de subsidență și de mișcări eustatice va da alternanță de strate datorate subsidenței (S) și strate datorate eroziunii active (R) (fig. 9.20 E).

4. Mișcările tectonice pot aduce importante modificări procesului de progradare. O simplă mișcare de basculare a platformei continentale poate duce la ridicarea stratelor din zona de țărm (deci la schimbarea pantei) și la accentuarea eroziunii; materialul rezultat se va depune pe partea afundată a platformei, formînd o nouă prismă de progradare discordantă pe cea anterioară (fig. 9.19 F). Panta continentală mai accentuată, poate provoca alunecări ale sedimentelor. Scufundarea locală duce la suprasarcina sedimentară la marginea externă a platformei continentale, compensată prin ridicare și emersie spre țărm. Progradarea contribuie deci la basculare.

5. Aportul sedimentar favorizează sau nu progradarea. Dacă aportul detritic este foarte scăzut, progradarea este nulă; panta continentală va fi acoperită numai de o peliculă de sedimente pelagice. În zonele cu flux detritic dezvoltat, progradarea va fi foarte rapidă, partea sa externă putînd sta direct pe crusta intermediară sau chiar oceanică (delta Nigerului).

Progradarea se poate urmări în toată istoria geologică a platformelor continentale. Ea a dat, la baza marginii continentale, acumulări importante de sedimente cu aspect de imense delte submarine care intră în alcătuirea glacisului continental (fig. 9.21) a cărui grosime (funcție de vîrsta glacisului) poate depăși 10.000 m.

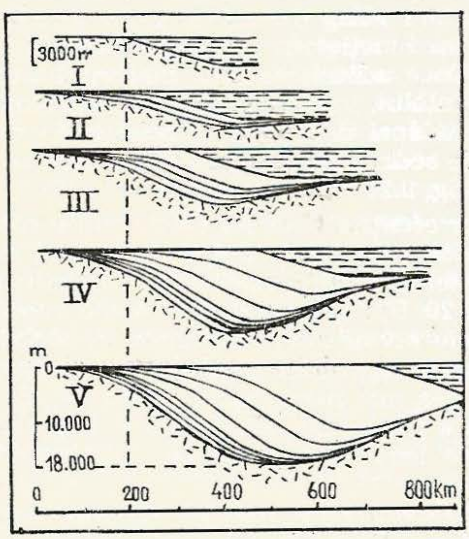


Fig. 9.21. Creșterea acumulărilor sedimentare la marginea continentului prin progradare. După Welcolt, 1972, în Boilot, 1979.

9.4.2. *Repartiția sedimentelor și a substanțelor minerale utile pe platformele continentale.* În evoluția unei platforme, o mare importanță o au etapele de emersie, cînd platforma este erodată subaerian. Reajunsă sub apă, platforma păstrează urmele regresiunii sub formă de sedimente reziduale, paleoreliefuri. discordanțe. Actualul aspect al platformelor reprezintă conservarea peisajului cuaternar fosil (Blanc, 1966).

Aceasta face ca repartiția sedimentelor (implicit a substanțelor minerale utile și a organismelor pe care le conțin) să aibă o anumită zonare (fig. 9.22) dictată în egală măsură de factorii fizico-chimici, de dinamica apelor și de relieful substratului.

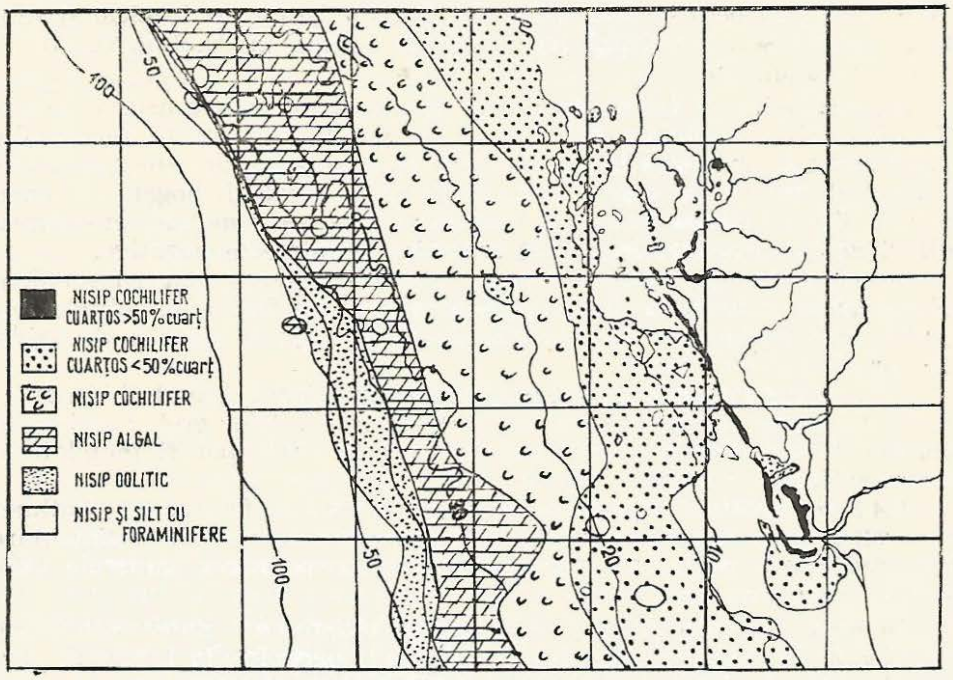


Fig. 9.22. Schimbarea progresivă a tipurilor de sedimente de șelful din vestul Floridei. După Shepard, 1963.

Privite în ansamblu sedimentele predominante de pe platformele continentale sînt cele nisipoase. La țărm sînt dominante nisipurile terigene. Pe platforma internă, care în mare corespunde zonei de amplasare a franjei de alge, nisipurile au o mare cantitate de granule calcaroase reprezentînd fragmente de taluri încrustate cu $CaCO_3$; abundența carbonatului de calciu favorizează și dezvoltarea altor organisme calcaroase, între care foraminiferele bentonice cu test porțelanos. Nisipurile platformei interne sînt predominant bioclastice sau biogene. Pe sectorul extern al platformei, nisipurile mai fine trec gradat la silturi sau mîluri cu foarte frecvente organisme planctonice, caracterul lor general fiind de nisipuri-mîluri biogene.

Cercetările au arătat că țărmurile și platformele continentale stochează (în afara petrolului înmagazinat în structura internă a platformei) și alte substanțe minerale utile. Cîteva situații pot fi considerate clasice.

În zonele litorale de climat cald și umed, cu țărmul jos, se pot instala mangrove ; aici, în afara cărbunilor care se vor forma, se acumulează argile negre de mangrove (slikkes), remarcabile prin lipsa de macro și microfauna din conținutul lor. Pot apare însă în aceste argile negre concrețiuni de marcasită sau pirită care dovedesc mediul neoxigenat din timpul depunerii și un procent ridicat de metale rare.

În condiții de climat cald și arid pe țărmurile joase, se acumulează argile roșii (red bed) bogate în Fe, Cu, Zn, Pb. În climat tropical și substrat calcaros se acumulează roci reziduale bogate în Al, Co, Ni, Au, U și uneori, diamante.

La țărmurile cu faleză eroziunea foarte accentuată conservă blocurile care prin consolidare dau brecii, ele pot fi metalotecte pentru Zn, Pb, conținut în matricea breciilor. Dacă rularea galeților este mai avansată (conglomerate) în climat cald, matricea lor poate fi bogată în oxizi de U, V, Cu ; în climat temperat, conglomeratele pot fi metalotecte pentru sulfuri de Cu, Pb, Zn ; în climat rece sînt metalotecte negative.

În zonele de țărm cu eroziune mai puțin intensă, dar cu gradient hidrodinamic ridicat, în climat cald-temperat, sînt frecvente oolitele calcaroase sau feruginoase, depunerile de fosfați, și, în condiții de aridităte, precipitările de săruri.

Atît în zonele de țărm cît și pe platforma internă unde hidrodinamica este foarte pronunțată are loc sortarea mineralelor grele : nisipurile biogene, biodetritice sau detritice din această zonă, pot fi metalotecte pentru sulfuri.

9.4.3. *Repartiția organismelor pe platforme* se face după batimetrie, relief și natura substratului. Recunoașterea zonei de sedimentare după fosile este utilizată în prospectarea unor substanțe minerale utile specifice platformelor.

În zona litorală și pe platforma internă bioproductivitatea este foarte accentuată. Bentosul excesiv (sesil sau vagil) participă la formarea cordoanelor litorale. Nisipul bioclastic sau biogen este alcătuit dintr-un mare număr de fragmente de cochilii și foraminifere (Miliolide, Rotaliide, Peneroplida, Amphystegine etc.). Este zona de dezvoltare a franjei de alge.

Pe platforma externă, apele de la suprafață, puternic oxigenate, au o importantă mișcare de coborîre către substrat asigurînd oxigenul necesar dezvoltării bentosului (în special bentos vagil). Nisipurile sînt în mod frecvent biogene, alcătuite din alte genuri de foraminifere (Nonion, Cibicides), alături de Miliolide, Rotaliide, și mai ales de Textulariide dintre foraminiferele aglutinante, care se continuă din zona platformei interne. În regiunile temperat-tropicale-ecuatoriale, curentul descendent permite instalarea recifilor. Zonele recifale și perirecifale s-au dovedit în general metalotecte pentru blendă, galenă și subordonat pirită, calcopirită, uraniu. În lagunele din spatele recifilor, lumașelele sînt adeseori cimentate cu baritină sau cu siderit, ambele precipitate în zona bogată în CO_2 ; este zona în care în mod frecvent, acolo unde se manifestă curentul descendent apar granule de glauconit și silicifieri (vezi capitolul 3).

Recifii instalați la marginea externă a platformei, sînt uneori metalotecte pentru Pb, Zn ; cînd apele conțin un procent ridicat de Mg precipită și dolomite. În cazul prezenței Pb și Zn raportul în calcare este de 1/6 Pb, Zn. Dacă dolomitul este primar are un conținut ridicat de Al, Bo, Fe, K, Li, Na, iar cînd este secundar conține stronțiu. Dacă apar nisipuri grosiere în această zonă externă a platformei, adeseori fracțiunea grosieră este reprezentată prin testuri de Textulariide. Curentul ascendent prezent la marginea externă a platformei, asigură dezvoltarea exuberantă a planctonului (Nanoplancton, Coccolitoforidee, Flagelate, Globigerinide, Globorotaliide, Pteropode etc.). Nisipurile biodetritice sau biogene vor avea un mare număr de foraminifere planctonice și de Pteropode, sau sedimentarea fină va fi reprezentată prin mîluri cu Globigerine, mîluri cu Pteropode, întîlnite și pe panta continentală.

Este de subliniat că microrelieful (văi săpate de curenți) și nanorelieful (rippl-urile) au un rol foarte important în repartizarea mineralelor utile (minerale grele, sulfuri), acestea fiind cantonate în zonele depresionare.

Privită în complexitatea ei fizico-chimică, hidrodinamică, biologică, sedimentologică, platforma continentală reprezintă o entitate morfostructurală, deosebit de importantă pentru acumulările de substanțe minerale utile (metalifere, nemetalifere, hidrocarburi, cărbuni). Spre deosebire de alte unități ale mediului marin, cercetarea platformelor continentale este mai ușoară atît prin adîncimea mai mică (pînă la 200 m), cît și prin înclinarea redusă, platformele rămînînd remarcabil plane.

10. PANTELE ȘI MARGINILE CONTINENTALE

10.1. **Pantele** (povîrnișuri=taluzuri continentale=continental slopes),

10.1.1. *Definiție, morfologie.* Zona dintre marginea submersă a continentului și bazinului oceanic, sau zona dintre limita externă a platoului continental și fundul oceanic mediu (F.O.M.) se numește pantă continentală. Ea reprezintă expresia morfologică externă a zonei de tranziție dintre continent și ocean care poate avea o structură geologică internă de margine continentală activă (tip pacific cu valoarea medie a pantei 5°20′) sau margine continentală pasivă (tip atlantic cu valoarea medie a pantei 3°05′) sau cu front de progradare cu panta 1°20′). Valoarea medie a pantei oceanului planetar este de 4°7′ (fig. 10.1).

Prin metoda seismică de reflexie morfostructura internă a pantelor s-a dovedit a fi mai complexă. Local panta continentală a marginilor stabile prezintă rupturi de pantă (bordura continentală = continental borderland) și suprafețe tabulare intermediare (între 500—4000 m adîncime) cunoscute sub numele de platouri marginale (fig. 10.2) Jocul faliilor normale duce la afundarea prin rotire a blocurilor mobile dînd naștere la bazine suspendate (fig. 10.3) și baraje, reliefuri structurale în spatele cărora pe pante se acumulează mase importante de sedimente. În afară de barajul structural, pe pantă pot apare baraje datorate recifilor barieră (fig. 10.4) plasați la marginea platformelor și apoi scufundați pe linii de falii, baraje vulcanice, diapire, sau baraje rezultate prin reactivarea unor horsturi.

10.1.2. *Glacisul continental.* Rocile și sedimentele depuse pe pantă au înclinări spre larg ceea ce favorizează un anumit grad de alunecare,

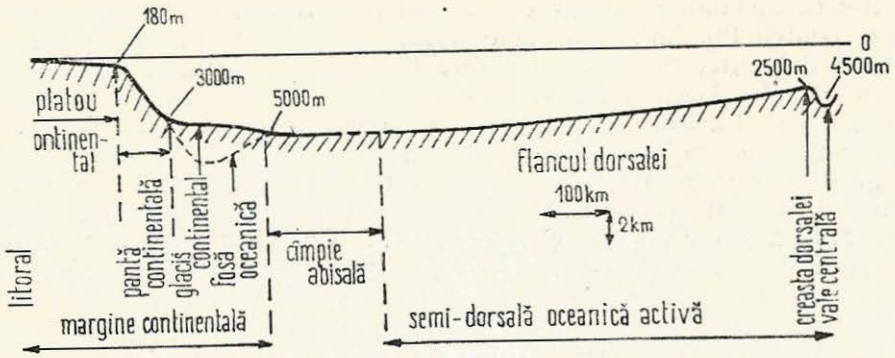


Fig. 10.1. Marile provincii morfologice ale fundului submarin (secțiune perpendiculară pe axa unei dorsale active) După G. Boillot, 1979.

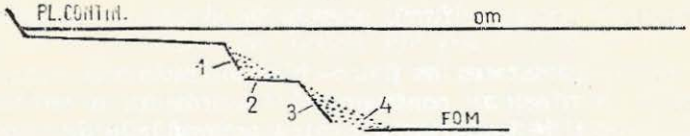


Fig. 10.2. Structura internă a pantelor continentale: 1 — panta continentală; 2 — platou marginal; 3 — bordură continentală (continental borderland); 4 — glacis continental; 5 — fund oceanic mediu.

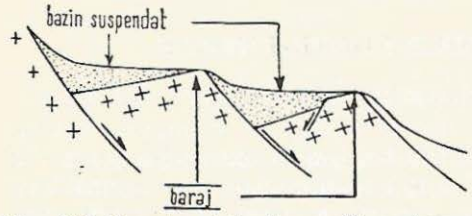


Fig. 10.3 Baraje și bazine sedimentare suspendate pe marginea continentală. După G. Boillot, 1979.

de pierdere a sedimentelor, putînd aflora substratul consolidat (fig. 10.2; fig. 10.3.). La baza pantei se acumulează astfel o stivă groasă de sedimente (glacis continental = piemont oceanic = continental rise) conturat ca un sector morfologic în care, prin scăderea pantei (1°—0,1°) se face trecerea gradată, fără rupturi de pantă, la cîmpia abisală orizontală. În zonele

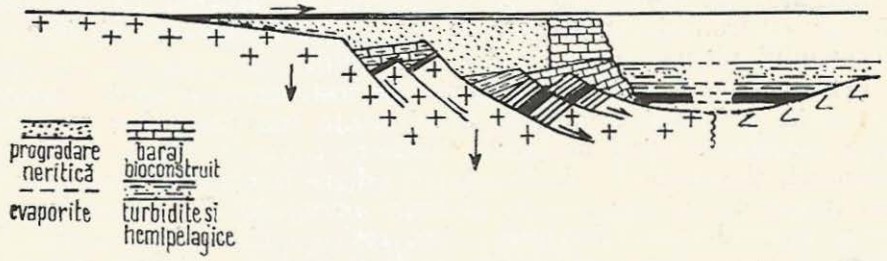


Fig. 10.4. Baraj coraligen format la marginea platformei continentale atlantice, ajuns prin jocul faliilor de pantă — dezvoltarea recifului continuă. După G. Boillot, 1979.

de progradare locală (delte abisale), glacisul poate înneca partea inferioară a pantei continentale. Accidentele morfologice din glacisul continental sînt rare: cîțiva munți vulcanici, conuri de sedimente profunde, acumulări de turbidite străbătute de văi în evantai care prelungesc canioanele.

Glacisul continental are lărgime variabilă (100—1000 km), iar pe grosimea lui, care poate atinge 10 km, se pot separa două sectoare importante : glacisul superior, deasupra cîmpiei abisale și glacisul inferior, sub nivelul cîmpiei abisale (fig. 9.15).

Prin dimensiuni, glacisul sugerează posibilitatea continentelor de a se extinde în zonele marginale.

10.1.3. *Sedimente și faună specifică pantei continentale.* Sedimentele pantei sînt reprezentate prin mîluri pelagodetritice, nisipuri (antrenate de curenți de pe platformele continentale cînd nivelul mării era scăzut), turbidite, sedimente biogene sau bioclastice, sedimente cu minerale autigene (provenite din reacții chimice sau biochimice), sedimente relicte, depuse în alte condiții în etape anterioare ridicării nivelului apei, sau aflorimente de roci vechi apărute prin alunecarea sedimentelor.

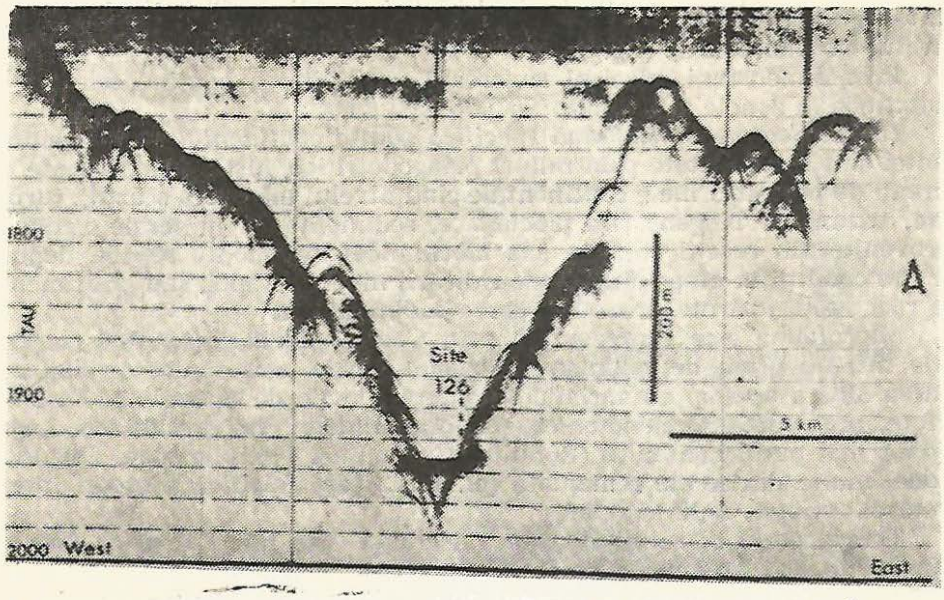
Microfauna este reprezentată prin Coccolitoforidee (120.000 corpuscule într-un gram de sediment), Flagelate (prin abundența lor dau culoarea albă a apelor) au variație sezonieră funcție de upwelling. Foraminifere, predominant planctonice (Globigerinidae, Globorotaliidae, Lagenidae), mai puțin bentonice (Robulus, Cyclamina, Textulariidae, Casidulinidae) multe dintre ele remaniate (pl. 12.1.) care falsifică adeseori interpretarea vîrstei sedimentelor.

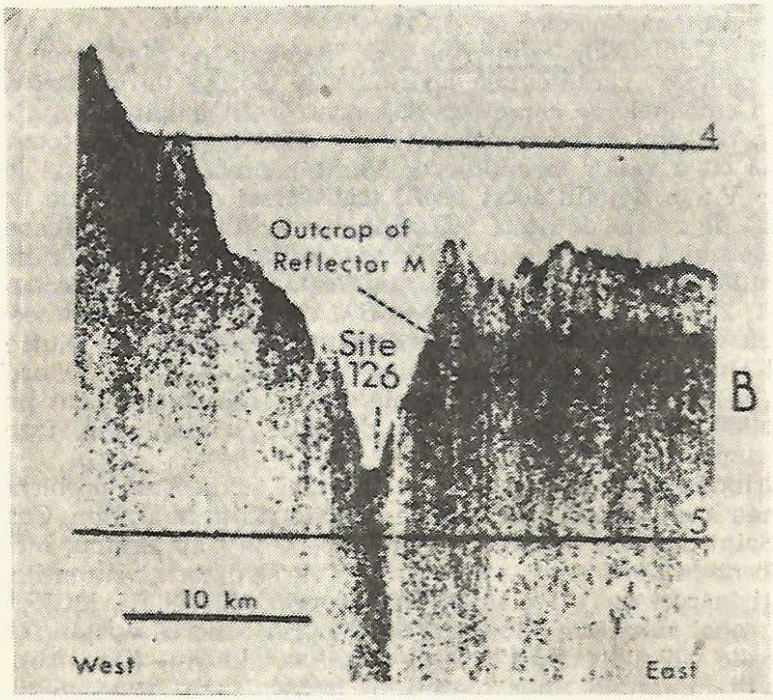
Temperatura și salinitatea au variații foarte mici ceea ce face ca populațiile de organisme să fie stenohaline și stenotherme. Dinamica apelor este redusă numai la curenți de densitate foarte lenți și curenți de turbiditate proveniți din surpările de taluzuri (pl. 10.2), în special pe amplasamentul canioanelor (pl. 10.1).

10.1.4. *Canioanele submarine* sînt frecvente pe platforme, dar mai ales, pe pantele continentale apărînd sub formă de șanțuri cu pereți abrupți. Canioanele se caracterizează prin profil longitudinal cu rupturi de pantă, talvegul mai înclinat decît al văilor continentale (panta medie 6°6′ egală cu a văilor torențiale de munte), profil transversal îngust, în formă de V ; în detaliu acest profil transversal are frecvente denivelări sub formă de creste de peste 200 m înălțime ; studierea canioanelor prin metoda seismică dă ecouri de difracție, adîncimea lor rămînînd adesea necunoscută. Traseele, drepte sau ramificate, dendritice, cu colectoare de ordinul 1, 2, 3 ca la rețeaua hidrografică continentală, au adeseori continuitate cu văi subaeriene (Indus, Gange, Congo, Hudson). Dintre acestea canionul Hudson cel mai lung canion cunoscut (134 km) se prelungește 2 km și în cîmpia abisală. Canioanele sînt terminate frecvent prin topografie reliefată ca un imens con de dejecție, cu numeroase faze de alimentare suprapuse (fig. 4.11).

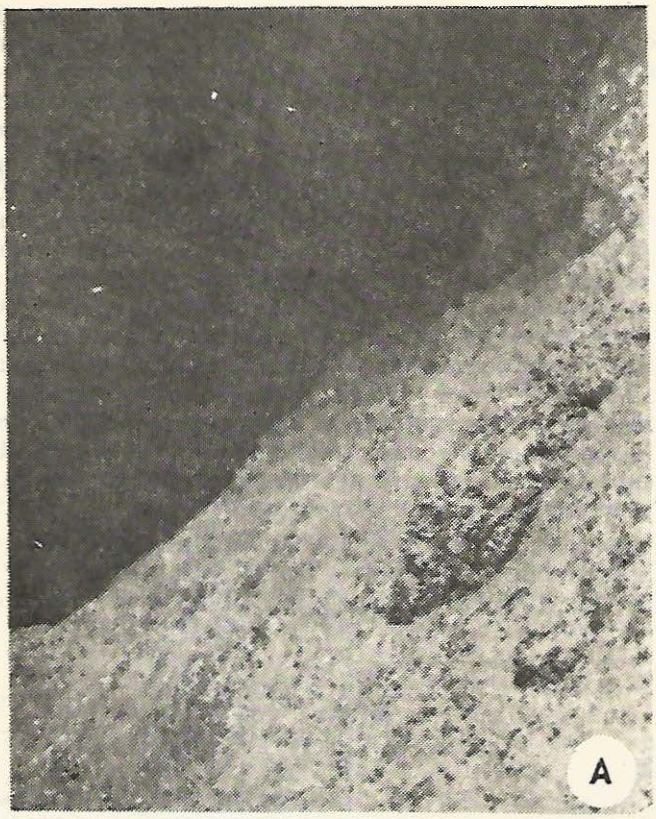
Distribuția mondială a canioanelor ridică numeroase probleme legate de originea lor. Săpate în roci foarte diferite (filite la Toulon, Cassis, granite la Saint Tropez, Hudson, calcare eocene la Cap Breton, marne-nisipuri pliocene în California — La Jola). Unele se datoresc curenților turbizi (cei tăiați în roci moi) (Pl. 10.1) altele, reprezintă văi fluviatile modelate suberian apoi submerse (Bourcart 1953), prin coborîri eustatice care pot aduce aceste văi subaeriene la 2000—4000 m adîncime (fig. 10.5).

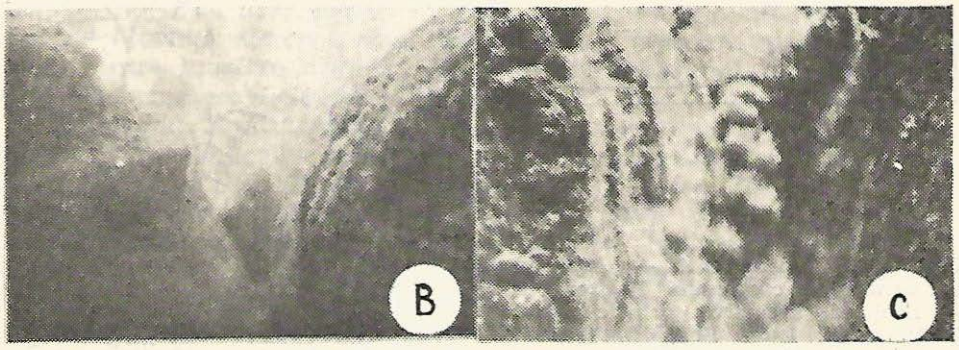
Săpate în timpul unor regresiuni imense care au exondat inclusiv partea superioară a pantelor, canioanele au facilitat erodarea marginilor continentale de către torenți. Mecanisme tectonice de tipul flexurilor continentale și subsidența au provocat mișcări de ridicare și coborîre, condu-





A. și B. Înregistrarea seismică a unui canion în creasta Mediteranei (sectorul ionian) D.S.D.P., 1972.





N. Nisip și resturi organice curse pe panta canionului submarin Hudson (800 m) ; B. Canionul Baja Celefonia ; C. curent turbid declanșat pe valea canionului Baja California

cînd în final la inundarea progresivă a continenetelor. Astfel între Corsica și Provence, vechiul continent ligur a fost inundat progresiv din oligocenul superior pînă în cuaternar ; aici văile, săpate de fluvii în miocen, sînt invadate de apele marine pliocene ; alt sector al canioanelor (partea medie) sculptate subaerian în depozite pliocene a fost acoperit de apele marine cuaternare ; partea terminală săpată subaerian în Pleistocenul mediu a fost acoperită de apele marine după topirea gheții, în Holocen (fig. 10.5).

Dovezi ale unor regresiuni enorme și apoi ale unor inundări progresive, pot fi ușor aduse. Astfel, în Mediterana de vest, forajele au pus în evidență o serie saliferă de vîrstă messiniană, întîlnită pînă la 4000 m adîncime față de nivelul O actual. Mediterana de vest era secată în miocenul terminal (Messinian). În pliocen (— 5 m.a.), transgresiunea a acoperit văile săpate în etapa continentală anterioară. În pliocen-cuaternar alte momente de exondare și transgresiune au prelungit canioanele deja formate și au restabilit comunicarea cu Oceanul Atlantic. Anual, azi, trec din Atlantic spre Marea Alboran 1500 km³ apă. Volumul actual al Mediteranei (4.240.000 km³), se poate evapora în mai puțin de 3000 ani — practic instantaneu — dacă s-ar întrerupe aportul de ape atlantice. Regresiuni de tipul celei messiniene, cu săpare de văi aeriene și inundarea ulterioară a lor, au fost frecvente în trecutul geologic.

Pe amplasamentul marilor accidente tectonice, există canioane datorate eroziunii submarine, ele prelungind fracturi și decroșeri vechi, remobilizate recent (fig. 10.5 B). Pe marginile stabile evoluate, canioanele să-

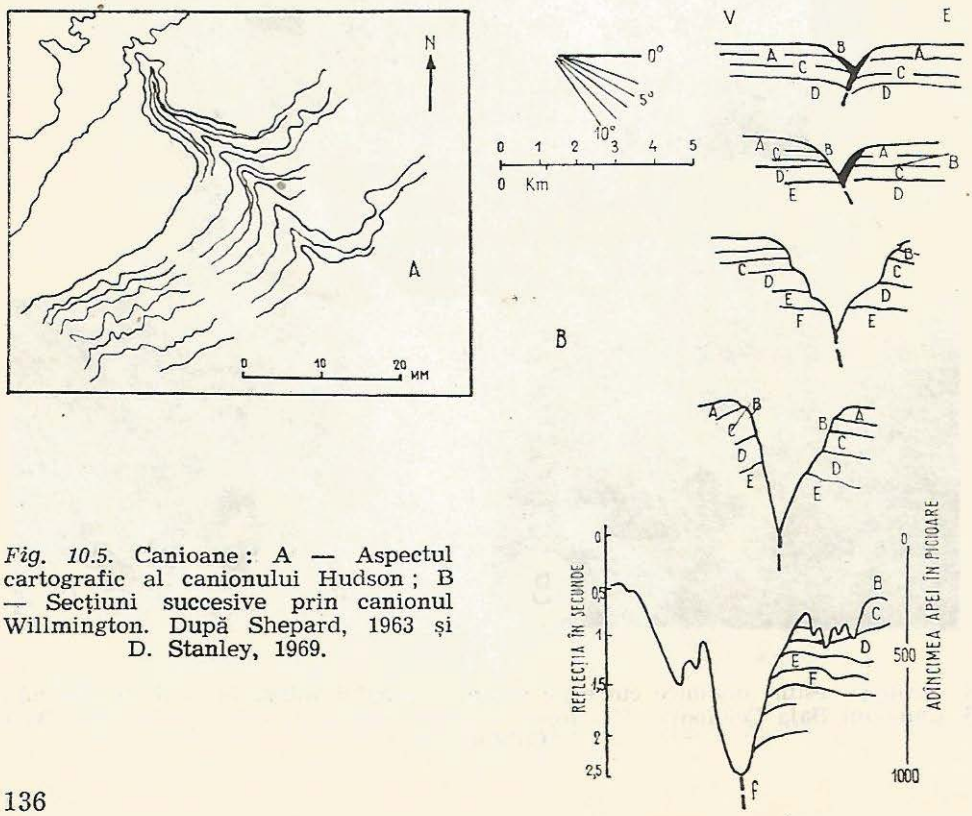


Fig. 10.5. Canioane : A — Aspectul cartografic al canionului Hudson ; B — Secțiuni succesive prin canionul Willmington. După Shepard, 1963 și D. Stanley, 1969.

pate submarin, sînt accentuate de curenții turbizi, declanșați de seismicitate sau alte fenomene submarine. Aceasta dovedește că în evoluția canioanelor, controlul structural, este direct.

Canioanele vechi sau paleovăile reprezintă capcane posibile sau căi de migrare pentru petrol, motiv pentru care momentul formării și colmatării lor devine foarte interesant pentru descifrarea acumulărilor de hidrocarburi.

10.2. **Marginile continentale** (100—1000 km lărgime)

Marginile continentale corespund pantelor, se prelungesc prin glacis pînă în cîmpiile abisale, sau sînt separate de acestea prin fose oceanice. Caracterele lor geologice depind de geodinamica continentelor și oceanelor pe care le limitează. Există două tipuri de margini continentale ; pasive (stabile), fără activitate tectonică actuală (margini de tip atlanic) și margini active, cu seismicitate puternică și vulcanism viu, frecvent însoțite de fose (margini de tip pacific).

Suprafața actuală a pămîntului este divizată în plăci de dimensiuni diferite (fig. 13.1) din care unele se dezvoltă (prin acreție) altele se consumă (prin subducție). Contactul dintre ele are deci tendință de apropiere (în zonele cu fose oceanice) sau de îndepărtare (în zonele dorsalelor oceanice).

În cazul marginilor de plăci cu tendință de apropiere, una din plăci se subduce delimitînd flancul extern al fosei cu pantă lină ; placa acoperitoare coincide cu marginea continentală activă care delimitează flancul intern abrupt al fosei.

Plăcile continentale divergente, prin adăogire de crustă oceanică, îndepărtează marginile fostei falii crustale continentale în lungul căreia apare magmă bazaltică. Succesiunea erupțiilor va crea benzi de crustă bazaltică de ambele părți ale faliei, ale cărei margini, devenite margini de plăci continentale, se vor îndepărta. În acest caz marginile actualelor plăci divergente nu corespund cu marginea continentală pasivă, aceasta fiind separată de marginea plăcii prin zona de crustă oceanică nou formată prin acreție și lipsită de sedimente.

10.2.1. *Maginile pasive* (stabile) reprezintă vechi limite între două plăci continentale divergente care s-au îndepărtat prin intercalarea benzilor de litosferă oceanică (fig. 10.6.) încît, în prezent, apar ca zone de contact între litosferă continentală și litosferă oceanică din cadrul aceleiași plăci, contact neînsoțit de fose oceanice.

Domeniile continentale și oceanice cu substrat diferit (granitic, respectiv bazaltic), sînt acoperite de o pătură sedimentară foarte subțire, peliculară (în raport cu grosimea plăcilor). Contactul dintre marginile continentale stabile actuale sau fosile, caracterizate prin prezența glacisului, au din contră o îngroșare considerabilă a păturei sedimentare ($\pm$ 10 km grosime), ca urmare a subsidenței care controlează sedimentarea, delimitînd adevărate centuri subsidente. Glacisul, și într-o oarecare măsură fosele care însoțesc marginile active, stochează mai mult de jumătate din sedimentele oceanelor.

Cînd marginile continentale stabile au un aport de material detritic scăzut, glacisul este mai redus (6—8 km grosime), constituind ceea ce se numește margine continentală slab alimentată ; în acest caz glacisul

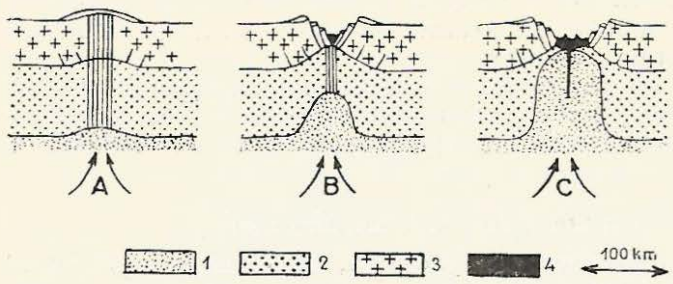


Fig. 10.6. Stadii de evoluție tectono-magmatică a regiunii Afar: A — formarea bombamentului arabo-nubian, a intumescenței termice, mantalei și efuziunilor de bazalte (jurasic — Miocen 64—25 M.A.); B — formarea riftului continental Afar — Marea Roșie Estul Africei (25 m.a); C — separarea plăcilor continentale și formarea crustei oceanice: 1 — astenosferă; 2 — manta superioară; 3 — crustă continentală; 4 — crustă oceanică. După Treuil și Varet, 1973.

superior are 2—4 km grosime, iar cel inferior cca 4 km. Dacă aportul detritic este abundent glacisul se îngroașe foarte mult (8—12 km grosime), partea de deasupra fundului oceanic avînd 3—6 km; acestea reprezintă marginile continentale puternic alimentate.

10.2.1.1. O r i g i n e a ș i e v o l u ț i a m a r g i n i l o r p a s i v e. Evoluția unei margini continentale stabile începe pe continent unde, pe anumite zone de distensie, create în crusta continentală, fluxul termic ridicat duce la bombarea zonei; bombarea este însoțită de o primă falie crustală; prin afundarea unui compartiment se va forma un semigraben, umplut cu sedimente continentale (fig. 10.7 a). A doua falie va contura fosa de rift continental (fig. 10.7 b); blocul cuprins între falii se va afunda asimetric din cauza grosimii diferite a sedimentelor (fig. 10.7 c). Falii secundare, apărute spre exterior vor contura mici fose tectonice sau semifose cu margini abrupte în flancul opus axei riftului. Ele se vor păstra pe marginile continentale stabile reprezentînd părțile externe ale riftului continental inițial (fig. 10.7 d). Riftul continental invadat de apele marine, reprezintă astfel prima deschidere a oceanului iar faliile care delimitează riftul vor reprezenta limita plăcilor continentale cu plăcile oceanice (fig. 10.6 și 10.7).

Distensia din zona riftului continental favorizează activitatea vulcanică și plutonică. Sursa magmei este subcrustală. Magma, inițial bazică, va deveni alcalină, ca efect al retopirii crustei continentale. Rifturile continentale devin astfel regiuni de crustă continentală îmbogățită prin intruziunile de magmă, din manta, care determină creșterea densității, apariția anomaliilor magnetice și a subsidenței, caracteristici ce se vor păstra în toată istoria geologică a marginilor stabile.

În procesul de evoluție riftul continental se transformă; prin adăugarea litosferei oceanic nou formate, marginile fostului rift continental se vor îndepărta, vor fi invadate de ape, vor deveni margini continentale stabile. Îndepărtarea de axa riftului duce la răcirea, creșterea densității și adîncirea crustei oceanice, deci la susidență ce se produce după o constantă de tip de ordinul a 50 m.a. Subsidența termică se resimte pînă pe platformele continentale și poate explica păturile de sedimente de 2—3 km grosime. Pentru stive mai groase trebuiesc admise alte fenomene geodinamice ca de exemplu: a) m e t a m o r f i s m u l t e r m i c, — acesta provoacă creșterea densității rocilor, duce la reacții izostatice și poate accentua subsidența —; b) s e d i m e r t a r e a, — înlocuiește

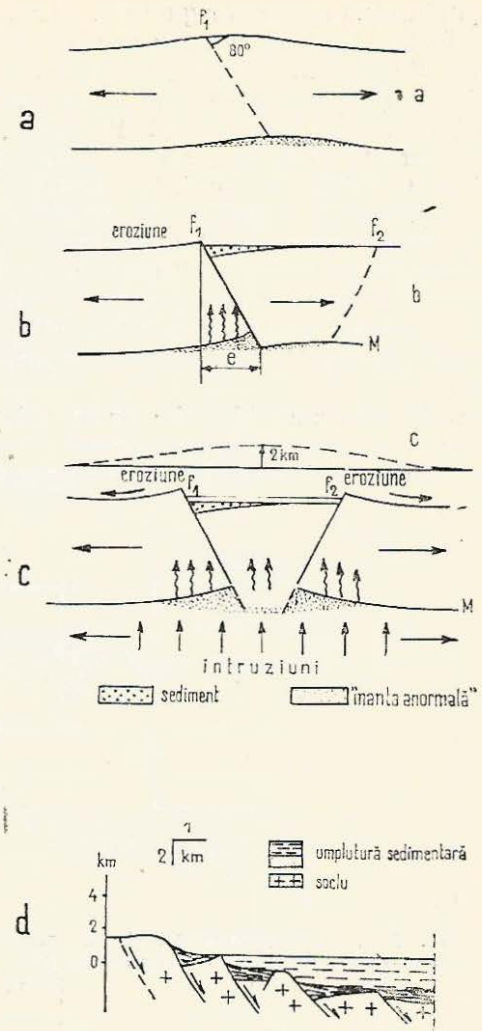


Fig. 10.7. Model schematic de evoluție a unui rift continental ; F_1 F_2 — falii crustale ; e — flux termic. M — Moho. După G. Boillot, 1979.

apa (densitatea 1,05 gr/cm^3) cu sedimente (densitatea 2,2 gr/cm^3), ceea ce înseamnă o suprasarcină capabilă să provoace reajustarea izostatică —.

Indiferent de cauză, subsidența provoacă regresiuni pe platformele continentale.

În lungul marginilor continentale stabile, geofizic se conturează o zonă de crustă intermediară care ocupă zona de tranziție de la continent la ocean (100—400 km). Cercetarea geofizică a dovedit că, spre continent, anomaliile magnetice sînt foarte slabe, în timp ce în domeniile oceanice perturbațiile magnetice sînt maxime ; între aceste două zone, se conturează o zonă particulară cu anomalie constantă de 100 γ (anomalie E) numită și zonă magnetică calmă (Z.M.C.).

Dintre diversele încercări de a explica formarea crustei intermediare două par mai verosimile : a) ipoteza curgerii crustale și b) ipoteza subțierii crustei prin distensie.

a) În rezumat curgerea crustală (explicată de Bott, 1971) este efectul direct al creierii crustei oceanice ; ea face să vină în contact 2 plăci de grosimi inegale, cu suprafața Moho denivelată (fig. 10.8 a). Presiunea deoparte și de alta a „peretelui" de contact este inegală. La o adîncime dată a scoarței $P_e > P_o$ pentru că în mediul oceanic presiunea (P_c) descrește mult mai repede. Diferența de presiune între cele două plăci poate atinge 800 bari. În timpul acreției, temperatura ridicată modifică proprietățile mecanice ale crustei continentale, care în partea bazală poate „curge" spre litosfera oceanică cu presiune mai mică (fig. 10.8 b). Fenomenul, (hot creep = fluage termique) provoacă ridicarea lentă a discontinuității Moho sub marginea continentală și implicit o subsidență activă. Ipoteza, deși nevalidată geofizic, explică subsidența marginilor continentale stabile și subțierea progresivă a crustei continentale spre ocean.

b) Ipoteza subțierii prin distensie (Lewell și Genik, 1972) presupune un joc al faliilor normale început încă din fosa tectonică a riftului continental. Acreția, accentuiază fenomenul. Blocurile continentale

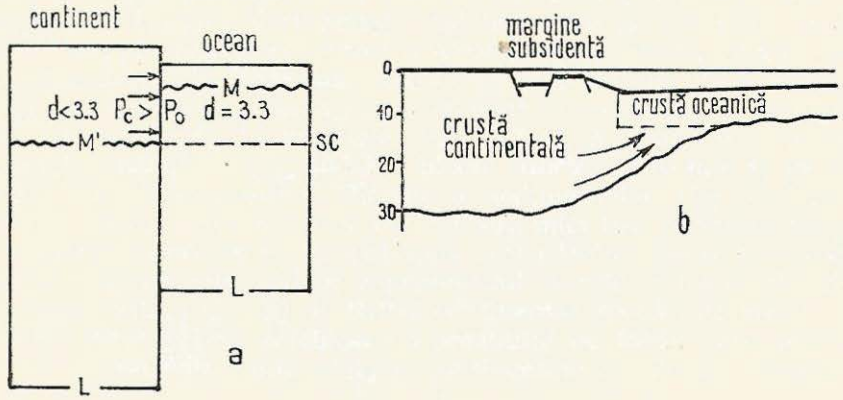


Fig. 10.8. „Curgerea crustală" a marginilor continentale stabile. M.M' Moho. d — densitatea exprimată în g/cc; S.C. suprafețe de egală presiune. După Bott, 1971.

basculează în lungul faliilor normale concave (fig. 10.9). Rotația blocurilor crustale poate scoate la zi roci cu metamorfism pronunțat (granulite) asociate cu fliș (turbidite pelagice) în zonele muntoase, unde ar putea fi

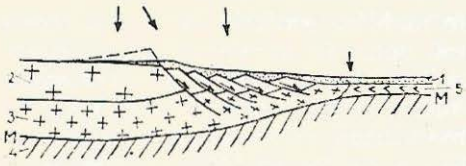


Fig. 10.9. Modelul subțierii crustei continentale prin distensie la nivelul marginei continentale stabilite : 1 — sedimente; 2 — crusta continentală superioară ; 3 — crusta continentală inferioară ; 4 — manta ; 5 — crusta oceanică ; M — Moho. După G. Boillot, 1979.

interpretate ca martori ai crustei intermediare a unei vechi margini continentale deformate de coliziunea plăcilor. Semnificația lor este asemănătoare cu a ofiolitelor considerate resturi ale crustei oceanice.

10.2.1.2 Evoluția structurală și sedimentară a marginilor continentale stabile. Pe baza analizei numeroaselor carote extrase de pe marginile stabile, s-au recunoscut patru stadii de evoluție (fig. 10.10) : A) stadiul de rift continental ; B) stadiul de Mare Roșie ; C) ocean îngust sau mare interioară ; D) stadiul Atlantic.

A) Stadiul „rift continental" coincide cu formarea grabenului sau semigrabenului central : în el se acumulează la început sedimente continentale fluvio-lacustre, apoi, după invazia apelor marine, sedimente lagunare-evaporitice și, în final, sedimente marine de mică adîncime. Materialul erodat de pe crestele riftului este transportat în afara riftului. Vulcanismul adaugă strate vulcano-sedimentare și curgeri de lave. În acest rift continental îngust, dinamica apelor este foarte redusă ceea ce face ca materialul organic să se conserve și să se transforme în sapropel.

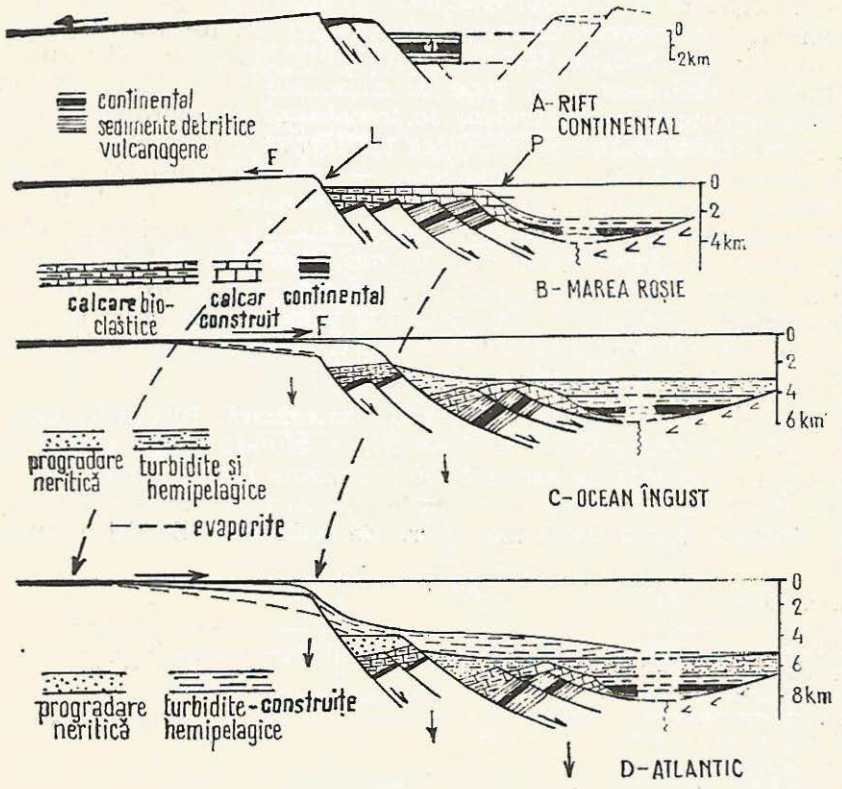


Fig. 10.10. Stadiile de evoluție ale unei margini continentale stabile. F — flux detritic ; L — litoral ; P — panta continentală. După G. Boillot, 1979.

Aceasta explică remarcabila capacitate petroligenă a stadiului rift continental. Adeseori are loc o dedublare a riftului (fig. 10.11). Dacă primul rift evoluează către deschiderea oceanică, acrația va transforma axa riftului în limita dintre două plăci divergente, dar marginile continentale vor fi diferite pe cele două părți ale oceanului ; cea mai simplă apare ca un

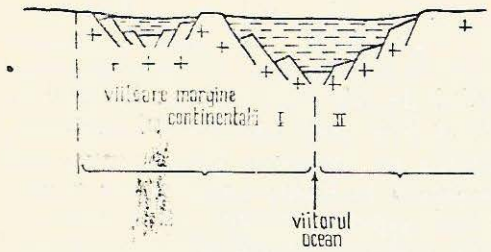


Fig. 10.11. Schema rift continental dedublat și evoluția lui spre marginea continentală stabilă. După G. Boillot, 1979.

semigraben (fig. 10.11 II), cealaltă va îngloba grabenul „avortat", îngropat sub sedimentele marine (fig. 10.11. I).

B) În stadiul „Marea Roșie" acreția îndepărtează plăcile (divergent) (fig. 10.10 B). Zona invadată deja de apele marine, rămîne îngustă dar se adîncește. Legătura cu oceanul este încă dificilă, apele păstrînd un caracter stagnant. Fenomenele vulcanice sînt puternice, însoțite de activitate hidrotermală ; apele marine supraîncălzite conțin săruri metalice sub formă de sulfuri (hot-brins-uri) ; în zone de mare adîncime apar evaporite ; materialul organic foarte abundent se transformă în sapropel sau în mîl negru. În acest stadiu începe formarea platformei continentale — în special platforme construite de organisme — : ele compensează afundarea progresivă a substratului. Sedimentele carbonatate și bioclastice sînt frecvente ; alunecări din aceste sedimente duc la acumularea turbiditelor calcaroase pe pante și mai ales, în zonele profunde. Subsidența contribuie la îngroparea rapidă a materialului organogen care se transformă în hidrocarburi. Greutatea sedimentelor și presiunile laterale fac ca evaporitele să dea naștere la structuri diapire. Stadiul „Marea Roșie" este cel mai favorabil formării hidrocarburilor.

C) Stadiul „ocean îngust" sau mare interioară. Blocurile, care au format cîndva buzele riftului continental, se afundă inegal și sînt îngropate sub pătura groasă de turbidite și sedimente hemipelagice (fig. 10.10 C și fig. 10.12 b). Circulația apei rămîne restrictivă ; materialul organogen se diluează într-o masă mai mare de sedimente detritice (turbidite

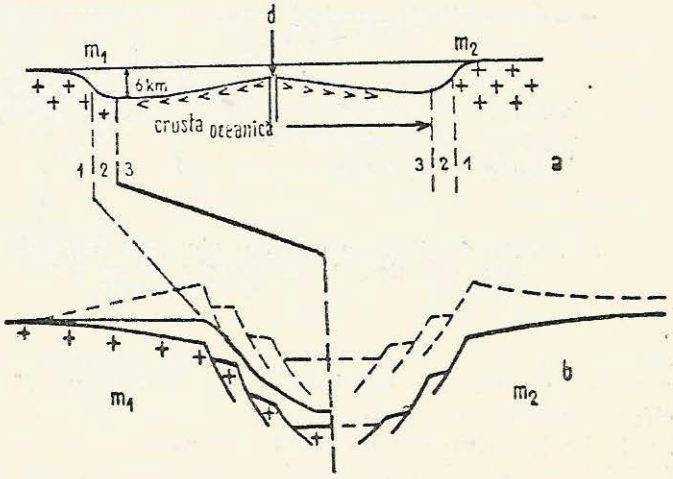


Fig. 10.12. Relația dintre marginea continentală stabilă și vechiul rift continental : a — secțiune schematică într-un ocean cu ambele margini (m_1 și m_2) stabile și cu acreție la nivelul dorsalei active (d) ; b — structuri ale unui vechi rift continentat (punctat), scufundate prin subsidența termică, sub sedimente noi. 1 — vechile flancuri ale riftului continental ; 2 — vechiul graben ; 3 — zona de crustă oceanică neoformată. După G. Boillot, 1979.

negre). Construcțiile recifale din stadiul anterior sînt îngropate sub turbidite, sau, în alte zone, ele continuă să se dezvolte la marginea platformei continentale înguste formînd bariere în spatele cărora se acumulează atît sedimentele detritice cît și materialul organic ce se va bituminiza. Panta continentală a acestui stadiu va avea sectoare de tranzit (curenții turbizi curg prin canioane spre glacis) și sectoare de progradare. Sedimentarea, de intensități diferite în decursul timpului, va da serii condensate, pe blocurile prinse între falii, serii subsidente, sau chiar momente de eroziune. În zonele profunde ale glacisului, se accentuiază deformările diapire.

D) Stadiul „Atlantic" ocean larg deschis (fig. 10.10 D), se caracterizează prin circulația foarte accentuată a apelor (curenți de densitate, curenți de suprafață, curenți ascendenți și descendenți). Materialul organic este oxidat, distrus, sau rămîne ca suspensii în apă. Sedimentarea este mai puțin abundentă. Curenții redistribuie prin transport o mare cantitate de sedimente, ducînd la apariția unor sectoare de eroziune submarină în contrast cu zonele de depunere din glacis. Transportul sortează foarte bine dimensional materialul ; el va avea însă un pronunțat caracter heterogen. Se depun frecvent turbidite și conturite pe zona glacisului. Platformele sînt aproape complet stabilizate (fig. 10.13) : miș-

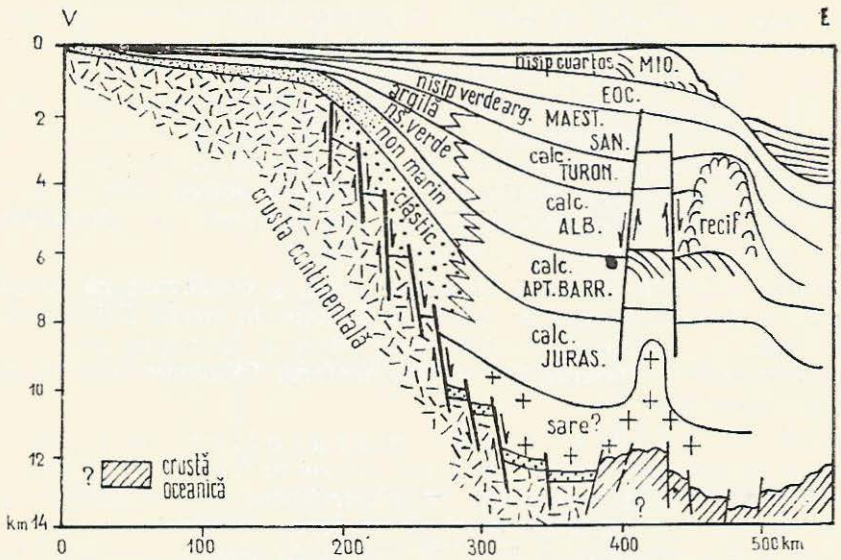


Fig. 10.13. Margine continentală stabilă (tip Atlantic). Marginea atlantică a Statelor Unite. După E. Seibold, 1974.

cările eustatice dau numai transgresiuni și regresiuni. Aportul mare de material de pe continent favorizează progradarea. În zonele sau etapele cu aport scăzut, apar serii condensate. Diapirismul se accentuează.

10.2.2 În categoria marginilor stabile se includ și m a r g i n i l e d e f o r f e c a r e (ex. golful Guineei). În aceste zone subsidența se intensifică. Stivele de sedimente sînt foarte groase, uneori cu delte submarine. Potențialul petroligen este important.

Marginile stabile sînt azi obiectul principal de cercetare pentru hidrocarburi.

10.2.3 *Transformarea unei margini stabile în margine activă.* Limita dintre litosfrea continentală și litosfera oceanică se comportă ca o zonă de minimă rezistență a marginilor stabile. Litosfera oceanică neoformată în stadiul Mare Roșie, complet răcită în stadiile ocean îngust și ocean Atlantic, cu densitate crescută, are tendința de a se afunda în atmosferă. Litosfera continentală, mai puțin densă, rămîne la suprafața mantalei. În aceste condiții poate avea loc decuplarea la limita continent-ocean. Din cauza presiunii, limita, remobilizată, se transformă în plan de încălecare a litosferei continentale (ușoară) peste litosfera oceanică (mai grea). Subducția litosferei oceanice sub cea continentală transformă marginea stabilă în margine activă ; transformarea se poate produce în orice stadiu de evoluție a oceanului.

Dacă evoluția marginilor stabile era dictată de fenomene de distensie, în schimb, marginile active evoluiază în condiții de compresiune care provoacă subducția litosferei oceanice sub plăcile continentale. Faliile normale ale marginilor stabile devin falii inverse. Blocurile crustale, la început subsidente, pot fi transformate în solzi tectonici, în pînze de șariaj.

Pe baza modificării în timp a densității litosferei, s-a calculat că decuplarea și subducția trebuie să se producă atunci cînd vîrsta marginei stabile și a crustei ocenice alăturate depășește 180—200 m.a.

10.2.4. *Marginile active* reprezintă limita dintre două plăci convergente din care una se subduce. Cînd încalecă placa în constituția căreia intră un continent terminat în zona de subducție cu un lanț muntos, marginea activă este de tip „cordileran". Marginea activă este de tip „arc insular" dacă placă continentală are la periferie o ghirlandă de insule și un bazin marginal cu substrat oceanic.

Metoda seismică, aplicată în aceste zone, a confirmat că timpul de propagare și frecvența undelor diferă în funcție de starea fizică a mediului traversat. În mediile rigide (litosferă) viteza și frecvența undelor seismice este mare ; în mediul vîscos (astenosfera) frecvența este joasă și viteza este atenuată.

10.2.4.1 Morfostructura marginilor active. Pornind de la aceste diferențe valorice ale vitezei și frecvenței undelor seismice s-a putut stabili ansamblul morfostructural al marginilor active (fig. 10.14). Au fost separate unitățile majore : 1) bombamentul extern (plasat pe placa oceanică) ; 2 fosa ; 3) prisma de acreație tectonică (insula Honshu) ; 2) bazinul frontal ; 5) arcul vulcanic (bancul Yamato) ; 6) bazinul marginal (Bazinul Japoniei) (fig. 10.14, fig. 10.15).

1. Bombamentul extern reprezintă un arc cu lărgimea de cca 200 km și înălțimea de 200—400 m față de fundul oceanic mediu (F.O.M.), arc pe care îl face placa oceanică înainte de a se scufunda sub placa continentală. Curbura ei reprezintă efectul suprasarcinei plăcii încălecătoare. Pe zona axială a bombamentului, distensia favorizează apariția faliilor normale, al căror joc pe verticală conturează fose tectonice și horsturi, însoțite de activitate seismică superficială și de activitate vulcanică locală.

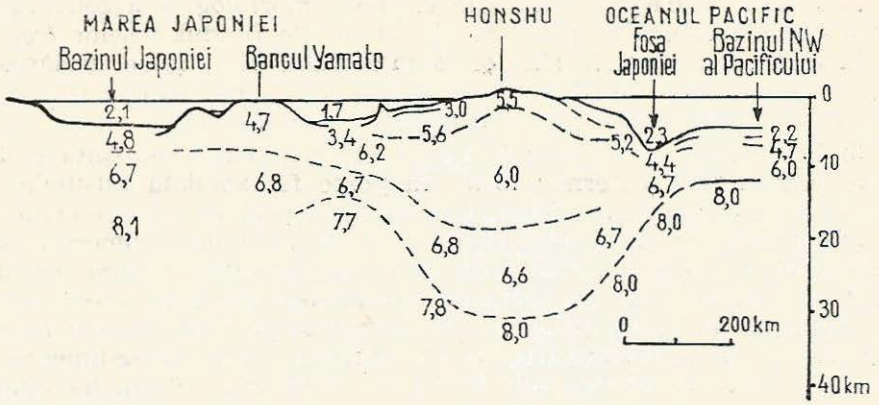


Fig. 10.14. Structura crustei în NW Japoniei ; cifrele arată viteza undelor P. După **Sugimura și Uyedo, 1973.**

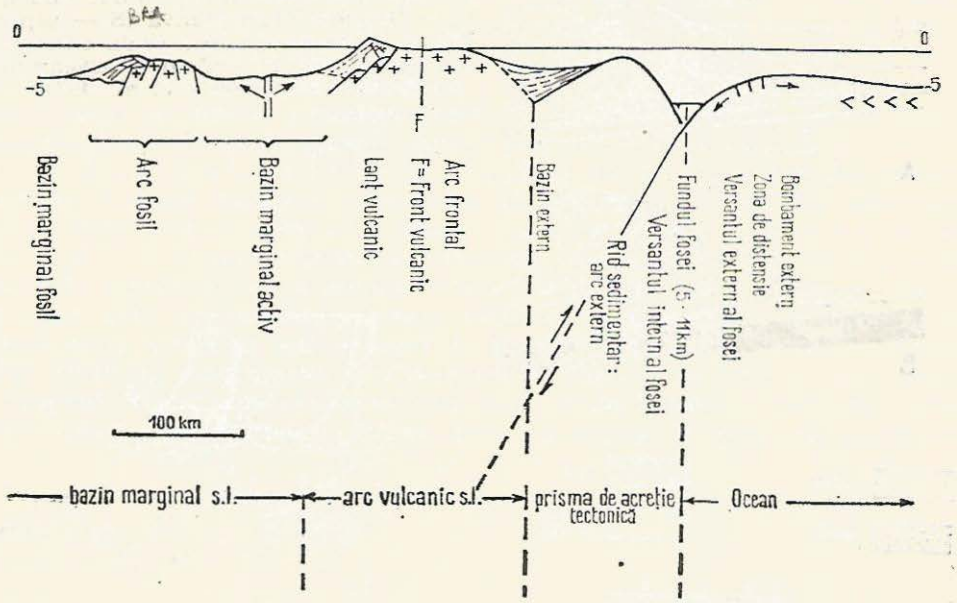


Fig. 10.15. Marile unități morfostructurale ale unei margini active, tip „arc insular". După **Karing și Sharman, 1975.**

Flancul intern al bombamentului, reprezintă versantul extern al fosei oceanice a cărei pantă nu depășește 5° ; structurile distensive se continuă pe acest flanc unde se conturează horsturi și grabene ce urmăresc faliile normale, orientate paralel sau oblic față de axa fosei. Seismicitatea este superficială.

Versantul intern al fosei contrastează în primul rînd ca înclinare (10—20°), apoi ca înălțare deasupra fundului oceanic mediu (F.O.M.), putînd ajunge uneori pînă la suprafața apei. Aspectul asimetric al foselor este dictat de cele două morfostructuri adiacente ; bombamentul extern și prisma de acreație tectonică.

2) Fosa oceanică este expresia morfologică a convergenței dintre placa oceanică și placa continentală. Pe fundul foselor (cca 100 km lărgime), sedimentele sînt orizontale (fund plat) și se urmăresc în toată lungimea fosei (4500 km fosa Peru-Chile). Sedimentele sînt reprezentate predominant prin turbidite pelagice (vezi cap. 11).

3) Prisma de acreție tectonică, reprezintă o denivelare sedimentară externă; local, ea poate fi exondată (insulele Barbados, (în Antilele Mici), Timor, Celebes (Indonezia): este descrisă adesea sub numele de arc insular extern. Frecvent rămîne submersă, caracterizîndu-se în ambele cazuri, prin rupturi de pantă pe versantul dinspre fosă. La alcătuirea ei participă sedimentele pelagice, specifice cîmpiei abisale și turbidite pelagice, azi frecvente pe fundul fosei ca efect al proceselor de alunecare (fig. 10.17). Ambele tipuri de sedimente sînt deformate tectonic, adesea sub formă de solzi (fig. 10.16), metamorfo-

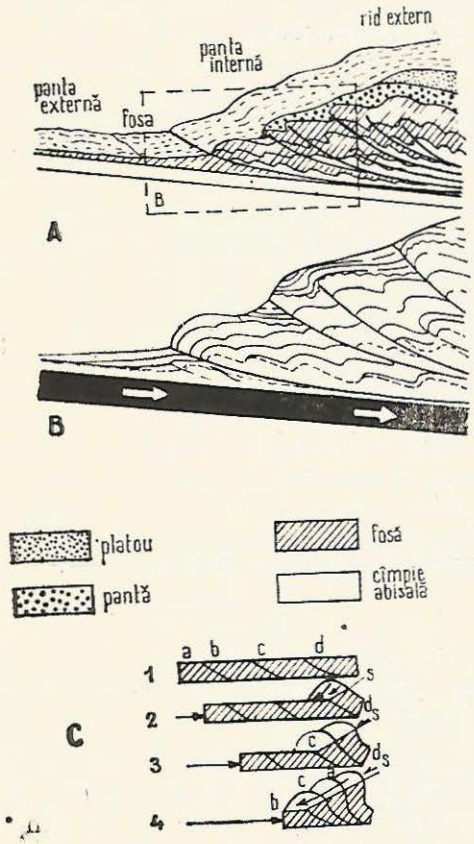


Fig. 10.16. Model de acreție tectonică. A — repartiția faciesurilor; B — repartiția izocronelor (numerele arată vîrsta); C — Schema interpretativă (S — suprafețe de alunecare); 1—4 stadii succesive de tectogeneză impusă de convengența plăcilor. După Seely et al., 1974.

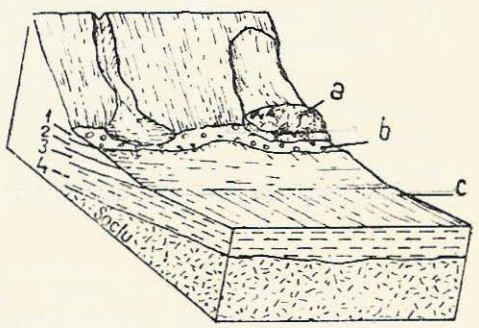


Fig. 10.17. Distribuția faciesurilor sedimentare în fose: 1 — turbidite; 2 — nisipuri, silturi, mîluri; 3 — silturi mîluri; 4 — mîl-silt; a — alunecare; b — canal axial; c — cîmpie abisală. După Piper și al. 1973.

zate, parțial incorporate la placa continentală. În timpul subducției o parte din materialul sedimentar purtat de placa oceanică se subduce; altă parte se desolidarizează de soclu și participă, alături de turbiditele fosei, la alcătuirea prismei de acreație tectonică. Sedimentele afundate împreună cu placa oceanică pe planul Wadati-Benioff, alimentează vulcanismul și plutonismul calco-alcalin. La unele prisme de acreție, fosile,

se găsesc pene de ofiolite, care sugerează că și crusta oceanică poate alimenta prisma de acreație.

4) Între prisma de acreție (arc insular extern) și arcul vulcanic se conturează b a z i n u l e x t e r n (f r o n t a l) prisma de acreație jucînd rol de baraj în spatele căruia se acumulează sedimentele orizontale, nedeformate tectonic și nemetamorfozate (fig. 10.15).

5) A r c u l v u l c a n i c (arc insular intern), este compus din două subunități ; a) arcul frontal, fără activitate vulcanică actuală, cuprinzînd vulcani stinși ; b) lanțul vulcanic activ („linia andezitică a autorilor vechi), vulcanismul andezitic fiind caracteristic convergenței plăcilor. Între aceste două subunități vulcanice se pot contura bazine (Noile Hebride, Tonga), în care sedimentele pelagice sînt de asemenea nederanjate tectonic. În cazul arcurilor vulcanice tinere, nu există decît un lanț vulcaniç.

6) B a z i n u l m a r g i n a l s e n s o - l a t o are de obicei două sectoare : a) sectorul activ cu zonă de acreație situată imediat în spatele arcului vulcanic ; b) sectorul inactiv (fosil), fără acreație, cu morfologie variată (haut fond-uri și „fose" aliniate paralel cu arcul vulcanic, avînd aceeași natură vulcanică). Ele reprezintă arcuri vulcanice fosile, în contranst cu arcul activ echivalent cu zona de acreație a bazinului marginal : zona de acreție constituie sectorul activ în contrast cu sectorul inactiv (fosil) plasat în spatele arcului vulcanic fosil.

7) B a z i n u l r e t r o - a r c. În cazul marginilor active de tip cordileran, bazinul marginal senso-lato nu este încă format. Un precursor al lui este bazinul retro-arc, plasat în spatele arcului vulcanic și avînd o umplutură groasă vulcano-sedimentară (bazinul Peru Chile). Evoluția lui este legată de cea a arcului vulcanic sub care există falii crustale ; acestea, prin poziția lor, pot crea tendințe divergente sau convergente. Dacă arcul vulcanic este separat de bazinul retroarc prin falii normale (fig. 10.18 a), tendința va fi divergentă și bazinul va evolua către bazin marginal ; dacă arcul vulcanic este separat de bazinul retro-arc prin falii inverse acestea se vor transforma, cu timpul, în plane de încălcare,

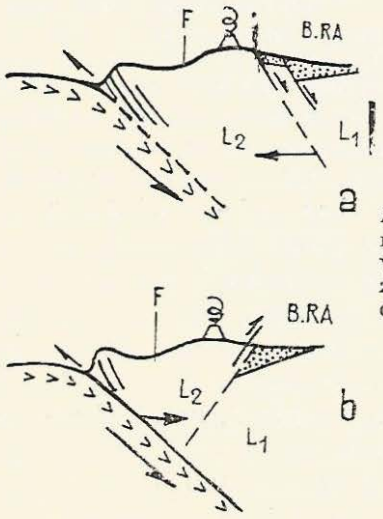


Fig. 10.18. Distensia dintre arcul vulcanic și bazinul retro-arc (B.R.A.). a — subplăcile L_1 L_2 sînt divergent : F — front vulcanic ; b — încălecarea bazinului retro-arc de către arcul vulcanic ; subplăcilor L_1 L_2 sînt convergente. După G. Boillot, 1979.

intervin forțe de compresiune și în final arcul vulcanic va încăleca peste bazinul retro-arc, producîndu-se o convergență. În acest caz bazinul retro-arc nu va evolua către bazin marginal. Distensia creată în cazul faliilor normale, favorizează subsidența în bazinul retro-arc : pe placa continentală apar hosturi și grabenuri paralele cu planul de subducție, precum și o serie de fose tectonice perpendiculare pe primele. Umplutura sedimentară din aceste unități vulcanice contribuie la lărgirea bazinului retro-arc și la transformarea lui în bazin marginal.

10.2.4.2 Migrarea foselor oceanice. Marginile continentale active suferă în decursul timpului o lărgire continuă (G. Boillot, 1979). Principala cauză este acreția tectonică a cărei urmare directă este deplasarea fosei spre exterior (fig. 10.19). Acreția tectonică depinde de

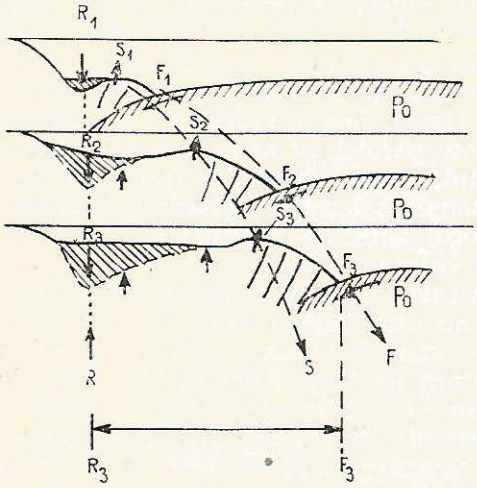


Fig. 10.19. Migrarea fosei oceanice sub efectul acreției tectonice : F_1 F_2 F_3 poziții succesive ale fosei : R_1 R_2 R_3 repere fixe reprezentînd fundul fosei la începutul subducției ; S_1 S_2 S_3 poziții succesive ale axei prismei de acreție ; haşurat — sedimente discordante ale bazinului frontal : Po placa oceanică. Valoarea migrării fosei către ocean este dată de distanța R_3—F_3. După G. Boillot, 1979.

rata de sedimentare, viteza și durata subducției și de cantitatea de sedimente antrenate în zona de subducție. Astfel, prin cantitatea de sedimente cu care este alimentată prisma de acreție, ea va înainta peste placa oceanică. Fosa, reprezintă deci frontul de înaintare a prismei de acreție, ea deplasîndu-se continuu către exterior. În felul acesta spațiul dintre fosă și arcul vulcanic (linia andezitică) se lărgește (100—200 km) și odată cu el și bazinul marginal, intervine cea de a doua zonă de acreție din sectorul activ al bazinului marginal ; ea lărgește spațiul dintre arcul vulcanic activ (linia andezitică) și arcul vulcanic fosil din centrul bazinului marginal.

10.2.4.3 Efecte fizice și mecanice ale subducției Subducția, ca factor tectonic principal al marginilor continentale active, are numeroase efecte fizice și mecanice. Dintre acestea cele mai spectaculoase sînt efectele seismice. 3/4 din energia seismică a globului se manifestă în zonele de subducție. Focarele au adîncimi diferite în diversele unități morfostructurale ; în prisma de acreție și în arcul vulcanic, seismele sînt superficiale (1—100 km) ele reprezentînd efecte ale jocului faliilor normale, mișcărilor de forfecare sau ale unor compresiuni locale ; în bombamentul extern, îndoirea plăcii oceanice sub efectul suprasarcinei plăcii continentale dă fenomene de compresiune și distensie care

se resimt pînă la 20—30 km adîncime, focarele seismice fiind deci și aici superficiale. În schimb pe planul de subducție, compresiunea și forfecarea sînt forțele dominante ; focarele seismice coboară de la nivelul fosei pînă la 700 km adîncime. Seismele provoacă alunecări ale sedimentelor neconsolidate, redistribuite de curenții turbizi sub formă de turbidite pelagice.

G r a v i m e t r i c, marginile continentale active au importante anomalii, dictate de natura diferită a cruste ; bombamentul extern, cu crustă oceanică, reprezintă zona de anomalii pozitive ; arcul vulcanic activ și cel fosil din centrul bazinului marginal, ca și zona de acreție din bazinul marginal, au crusta continentală îmbogățită prin activitatea pluto-vulcanică și transformată astfel în crustă intermediară, ele dau de asemenea, anomalii pozitive Fosa și prisma de acreție tectonică reprezintă zonele de anomalii negative, ca și sectoarele din bazinul marginal care păstrează resturi de crustă continentală (fig. 10.15).

Diferențele de densitate provoacă r e a j u s t r i i z o s t a t i c e ale unităților morfostructurale. Încetinirea sau oprirea subducției, provoacă reajustări globale ale cinematicii plăcilor care pot explica sincronismul fazelor tectonice majore ale căror efecte sînt observate simultan în regiuni uneori foarte depărtate.

D e f o r m ă r i t e c t o n i c e în placa continentală apar ca efect al forțelor tangențiale, șariaje sintetice și antitetice, structuri cu dublă revărsare ; evoluțiile diferite ale arcului vulcanic în raport cu bazinul retro-arc, sînt în funcție de apariția faliilor normale sau inverse ultimele transformîndu-se în plane de încălecare ale arcului vulcanic peste bazinul retro-arc ; apar solzi tectonici în prisma de acreație, cu atît mai plați cu cît sînt mai în baza prismei de acreție, planurile de șariaj cele mai recente, aproape orizontale, devin din ce în ce mai înclinate către vîrful prisme de acreație, conturînd conuri de sedimente suprapuse ; acestea dau rupturile de pantă de pe versantul intern al fosei (ele apar sub forma unor contacte anormale seismic, planurile de șariaj reflectînd diferit undele seismice). Apar adesea structuri transversale (fose tectonice radiare față de arcul vulcanic) și compartimentarea structurilor ce însoțesc marginile active.

F e n o m e n e m a g m a t i c e importante însoțesc subducția. Originea principală a magmelor este în cursta oceanică a plăcii ce se subduce sau în *mantaua plăcii continentale ;* local, magma poate fi contaminată de crusta continentală sau de sedimentele incluse. Evoluția magmatică a zonelor de subducție s-ar putea înscrie în modelul oferit de Ringwood (1974), conform căruia, într-un prim stadiu (arc vulcanic tînăr) magmatismul apropiat de frontul vulcanic (80—100 km adîncime, 650—700° temperatură, 30—40 kb presiune) transformă amfibolitele crustei oceanice în eclogite cuarțifere și vapori de apă ; pierderea vaporilor de apă duce la diapirismul magmei, urmat de cristalizarea fracționată, dînd naștere în final la serii tholeitice. Într-un al doilea stadiu, magmatismul calco-alcalin, mai profund (100—300 km adîncime), în condițiile de presiune mare și temperatură superioară la 750°, este însoțit de fuziunea parțială a eclogitelor cuarțifere Spre suprafață, scăderea presiunii și

temperaturii, face ca magma, prin cristalizarea piroxenilor și granaților, să se îmbogățească în potasiu în detrimentul fierului care intră în compoziția mineralelor nou formate ; în final, în apropierea suprafeței, se formează roci calco-alcaline (fig. 10 20).

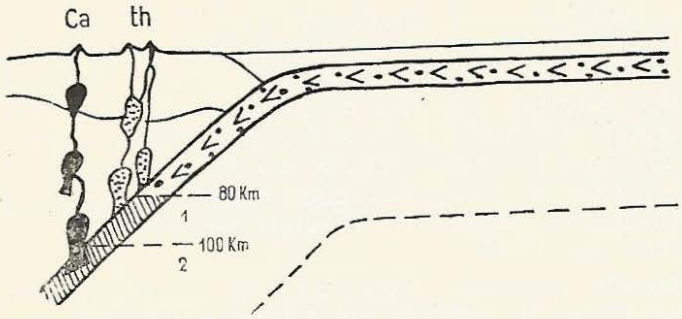


Fig. 10.20. Formarea magmelor în zona de subducție ; 1 și 2 — stadiile de formare a magmelor : th — seria tholeitică ; Ca — seria calco alcalină. După Ringwood, 1974 — simplificat.

Subducția este însoțită și de importante f e n o m e n e m e t a m o r f i c e. Pe planul de subducție, la adîncime de cca 15 km, împingerea plăcii oceanice care se subduce, ca și suprasarcina plăcii continentale, creiază presiuni foarte mari, temperatura rămînînd relativ joasă. În aceste condiții se dezvoltă faciesul metamorfic al șisturilor albastre ; adeseori apare și un „melange tectonique" (sedimente și fragmente de crustă oceanică apar împreună, fără nici o structură organizată). Sub arcul vulcanic, fluxul termic foarte ridicat, datorat vulcanismul și plutonismului, creează condiții de temperatură ridicată și presiunea joasă, favorabilă apariția faciesului șisturilor verzi și al amfibolitelor.

Subducția, cu consum continuu de placă oceanică, are uneori ca efect final c o l i z i u n e a, continetelor, care se traduce prin formarea munților cutați. Se poate spune astăzi că marginile continentale active reprezintă zonele unde s-au format majoritatea lanțurilor muntoase cutate.

După cum au venit în contact vechi margini stabile sau arcuri insulare, cu placa oceanică, au rezultat diferite lanțuri de munți de coliziune (fig 10. 21.

— dacă subducția a adus în contact două arcuri insulare, iau naștere munți cutați intra-oceanici (ridul Talang-Mayu — în Indonezia).

— coliziunea unui arc insular cu o margine continentală, dă naștere lanțurilor cutate situate la marginea unui continent (Cordiliera Anzilor, munți cutați intra-oceanici (ridul Talang-Mayu — Indonezia). (Fig. 10.21 — I a, b).

— coliziunea a două margini continetale a dat lanțuri de coliziune continent-continent, sudarea aducînd de obicei în contact o placă cu margine stabilă și una cu margine activă (majoritatea lanțurilor muntoase care traversează Europa și Asia ; Pirinei, Alpi, Carpați, Balcani, Caucaz, Taurus, Pontide, Himalaia). (Fig. 10. 21. III a, b).

— Deși nu se cunosc exemple, se admite că, teoretic, este posibilă și coliziunea dintre două margini active.

Dacă privim în amănunt structura unui lanț de coloziune apar multe asemănări structurale și sedimentologice între marginile continentale sta-

bile și „geosinclinale" asemănări sugerate, sintetizate grafic (fig. 10. 22) și teoretic (tabel 10. 1) de G. Boillot, 1979.

Prezentarea morfostructurilor, a proceselor de sedimentare și a altor procese geologice care se produc pe marginile continentale a urmărit cunoașterea oceanelor actuale pentru a putea interpreta evoluția paleooceanelor.

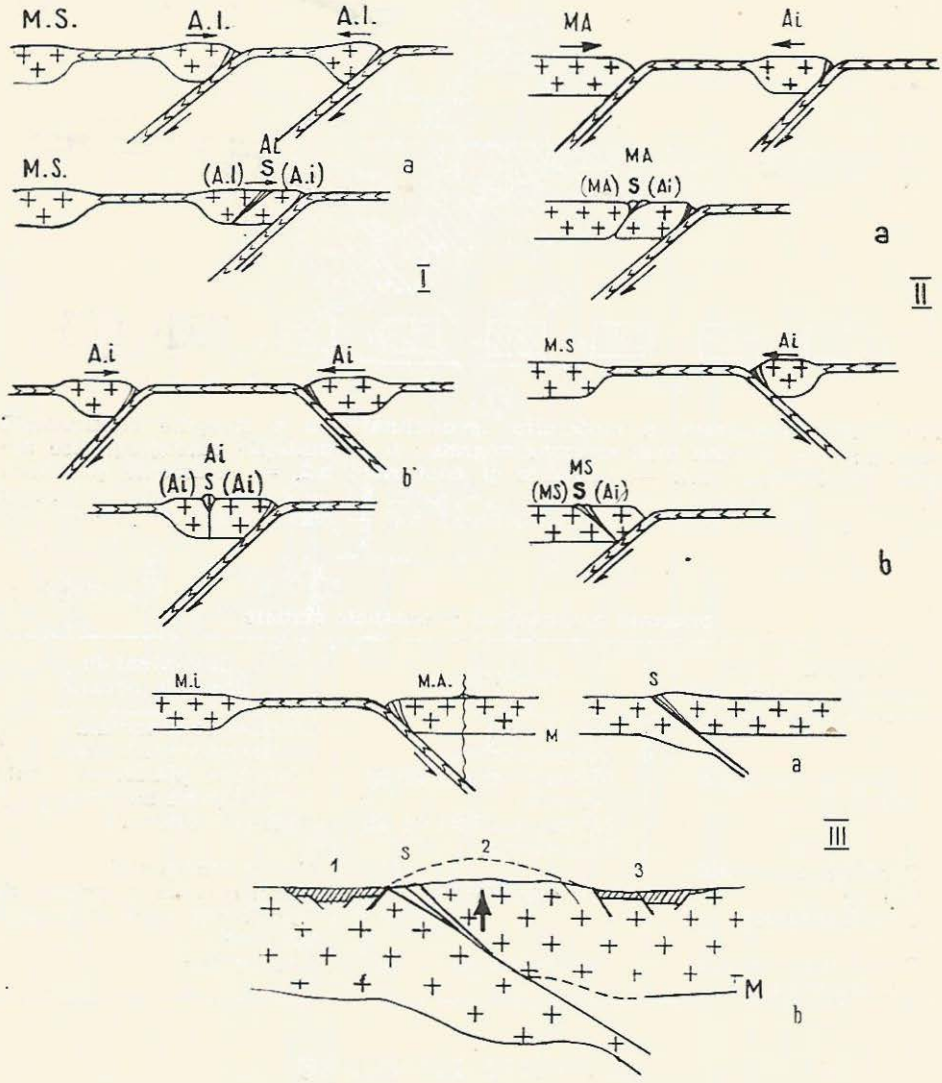


Fig. 10.21. Scheme de coliziune : I — coliziune arc insular — arc insular ; II — coliziune arc insular — margine activă ; III coliziune continent — continent ; A. I — arc insular ; M.S. — margine stabilă ; M.A. — margine activă ; S — sutură ; M — Moho ; 1 — șanț molasic extern ; 2 — lanț muntos ; 3 — șanț molasic intern. După G.Boillot, 1979.

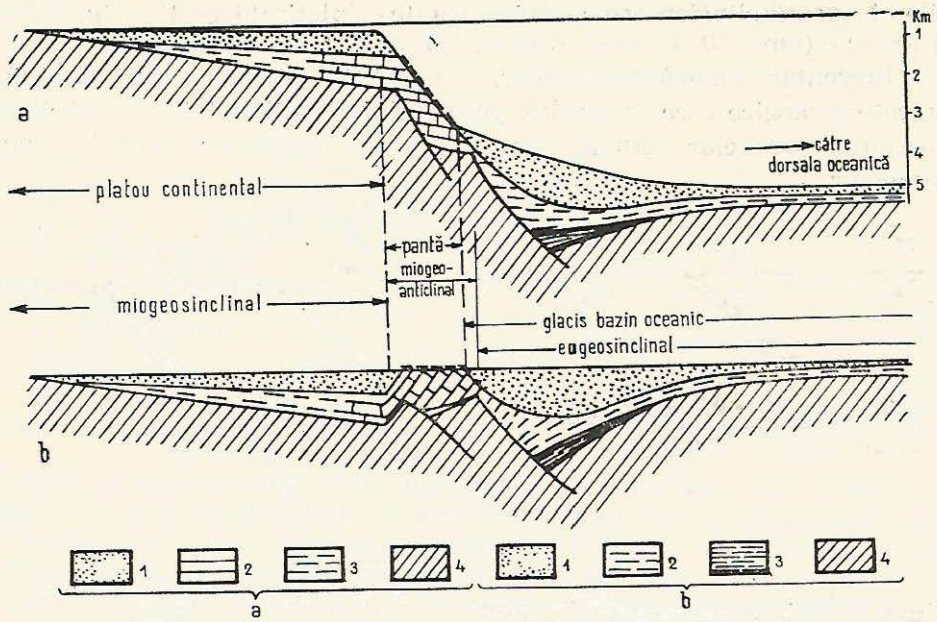


Fig. 10.22. Comparație a modelului „geosiclinal" cu o margine continentală stabilă : a — schema unei margini migrate ; b — unitățile paleogeografice ale unui geosinclinal ; a.1. — turbidite și conturite ; a.2. — sedimente pelagice ; a.3. — serii detritice și evaporitice ; a.4. — soclu. b.1. — marne și calcare ; b.2. calcare ; b.3. — serii detritice și evaporitice ; b.4. — soclu. După G. Boillot, 1979.

Tabel 10.1

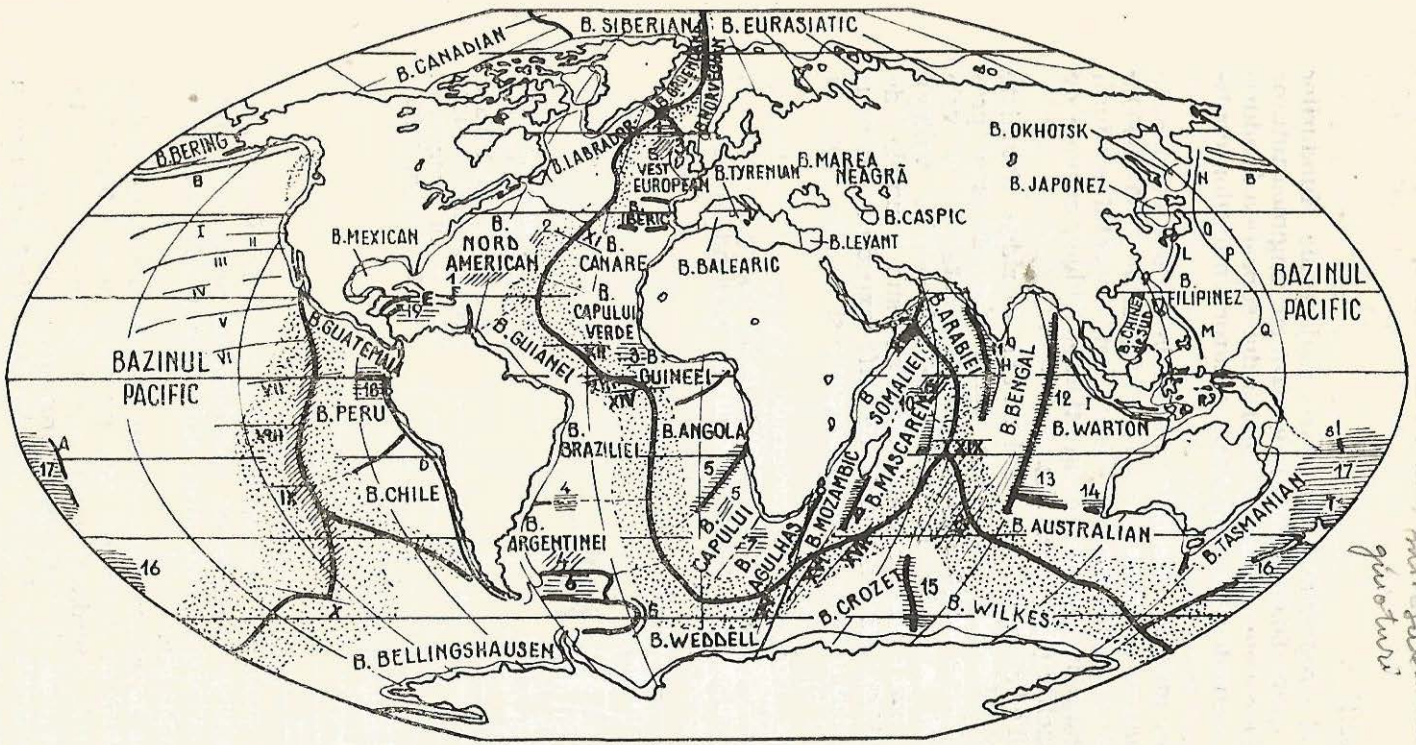
Sistemul geosinclinal și oceanele actuale

Natura crustei (soclul sedimentelor)	Geosinclinal	Echivalent în oceanele actuale
	Avant-pays	Margine continentală
	Miogeosinclinal	Platformă continentală
Crustă continentală groasă	Miogeosinclinal de tip Gavrovo	Marginea platformei continentale (recif barieră)
	Moigeosinclinal de tip Brianconnais	Pantă continentală
Crustă continentală subțire	Eugeosinclinal	Glacis continental
Crustă oceanică		Bazin oceanic + prisma de acreție tectonică și bazinul marginal
Crustă continentală sau intermediară	Eugeosinclinal	Arc insular

11. ZONELE PROFUNDE

Zonele profunde ale oceanelor sînt cuprinse între adîncimile de 2000—6000 m, reprezentînd 4/5 din suprafața mărilor și oceanelor.

11.1. **Elemente morfostructurale.** După morfostructură în zonele profunde se disting : 1) elemente pozitive (dorsale, praguri, munți subacva-



///Cordiliere tip ries —Creasta cordilierei tip ridge ⁘ Extinderea cordilierei medio oceanice ~ Limita selfului // Fracturi ≡ Platouri

FALII TRANSFORMANTE

I	MENDOCINO	XI	ATLANTIS
II	PIONEER	XII	VEMA
III	MURRAY	XIII	ROMANCHE
IV	MOLOKAI	XIV	CHAIN
V	CLARION	XV	MOZAMBIC
VI	CLIPPERTON	XVI	PRINCE EDWARD
VII	GALAPAGOS	XVII	MALGASE
VIII	MARQUESAS	XVIII	OWEN
IX	EASTER	XIX	RODRIGUEZ
X	ELTANIN	XX	AMSTERDAM

PLATOURI

1	P.ROCKALL	11	CHAGOS-LACCADIVE
2	P.AZORE	12	P.NINETY EST
3	P.SIERRA LEONE	13	P.BROKEN
4	P.RIO GRANDE	14	P.NATURALISTE
5	WALFISCH	15	P.KERGUELEN
6	FALKLAND	16	P.NOUA ZEELANDĂ
7	P.AGULHAS	17	P.MELANESIA
8	P.MOZAMBIC	18	P.GALAPAGOS
9	P.MADAGASCAR	19	P.JAMAICA
10	P.MASCARENE		

FOSE

A	KERMEDEC-TONGA	K	MANILA
B	ALEUTINĂ	L	NANSEI SHOTO
C	AMERICA CENTRALĂ	M	PHILIPPINE
D	PERU-CHILE	N	KURILE-KAMCHATKA
E	CAYMAN	O	JAPONIEI
F	PUERTO-RICO	P	BONIN
G	SUD SANDWICH	Q	MARIANE
H	CHAGOS	R	BANDA
I	JAVA	S	NOILE HEBRIDE
J	DIAMANTINA	T	HIKURANGI

RIDICĂRI

1	BERMUDE
2	CORNER
3	ROCKALL
4	ARGENTINEI
5	SCHMIDT-OTT
6	MADINGLEY

Fig. 11.1. Principalele elemente morfostructurale ale fundurilor oceanice. După Heezen şi Hollister 1971.

tici, guyoturi) și 2) elemente negative (bazine, depresiuni, fose, șanțuri) (fig. 11. 1).

11.1.1. *Elemente pozitive.*

11.1.1.1. Dorsalele reprezintă structuri majore ale fundurilor oceanice. Lungimea lor (peste 80.000 km) echivalează cu lungimea tuturor munților continentali. Dorsalele acoperă peste 1/3 din suprafața fundurilor oceanice, depășind considerabil suprafața tuturor munților continentali.

Situate de obicei în mijlocul oceanelor (de unde numele de dorsale medio oceanice), dorsalele se caracterizează prin înălțimi de 1800—3000m față de cîmpiile abisale și lățimi de 2500—3000 km. Aspectul secțiunii transversale le diferențiază în dorsale de tip atlantic (ridge), cu vale de rift și dornale de tip pacific (rise), fără rift.

11.1.1.1.1. Dorsalele de tip atlantic = ridge (studiate în amănunțime de B. Heezen, 1962) se caracterizează prin prezența unei creste mediane majore (mid ridge), tăiată de o vale îngustă și adîncă pînă la 2000 m (vale de rift = rift valley). Creasta mediană cu rift este adesea descrisă sub numele de rift mountaine (fig. 11.2). În axa văii de rift expediția Famous a pus în evidență un platou interior urmărit deoparte și de alta a axei cu vulcanism activ (fig. 11. 2 b).

În Oceanul Atlantic, profilele transversale executate în diverse puncte ale dorsalei, arată existența a trei trepte morfologice (inferioară, medie, superioară) cea superioară foarte fracturată, purtînd numele de platou înalt fracturat (fig. 11. 2).

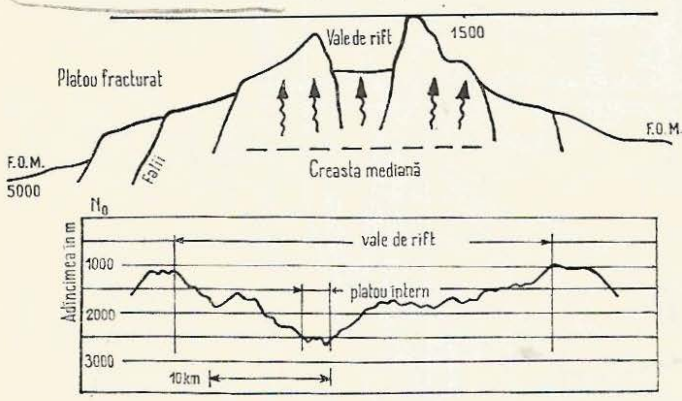


Fig. 11.2. Secțiune transversală într-o dorsală de tip atlantic. Dnpă Blanc, Heezen și Holister, 1971. 1972 — cu completări. X. le Pichon, 1976.

Dorsalele se ridică deasupra izobatei de 5000 m, avînd forma unor munți care uneori pot ajunge la suprafața apei formînd insule cum sînt : Islanda, Azore (10 m.a. avînd încă vulcanism activ). Sao Paulo, Ascension, St. Elena, Tristan da Cunha etc.

Rocile dragate de la suprafața dorsalei sînt de natură vulcanică (bazalte) acoperite de o pătură de sedimente care nu apare decît lateral față de creasta mediană cu rift, dovedind timpul recent de formare a acestei zone de rift, neacoperite încă de sedimente. Grosimea și vîrsta sedimentelor crește simetric spre exterior față de axa dorsalei. Vîrstele din ce în ce mai vechi spre exteriorul dorsalei, dovedite nu numai prin microfauna

conținută în sedimente, ci și prin determinări radiometrice în bazaltele subjacente, i-au sugerat lui Harry Hess (1960) teoria expansiunii fundurilor oceanice. Trei ani mai tîrziu Fred Vine și Drummond Mathews (1963) explică tot prin teoria expansiunii fundurilor oceanice, simetria anomaliilor magnetice din zona dorsalelor (fig. 11. 3.).

Succesiunea de anomalii pozitive și negative este simetrică față de axa dorsalei. Bazaltele oceanice în cursul răcirii lor, au păstrat polaritatea cîmpului magnetic din epoca de formare. În figura 11. 3 benzile negre corespund cîmpului magnetic actual considerat normal, banezile albe au polaritate inversă. Comparînd modelul observat cu cel simulat după un model teoretic se poate deduce viteza de divergență a plăcilor.

Măsurătorile ulterioare și calculele făcute în aceeași idee de către Bruce Heezen (1962), aduc precizarea că riftul dorsalei reprezintă zona unde se produce expansiunea globului. Riftul apare ca zonă de acreție simetrică a litosferei la suprafață, în raport cu zonele de injecție, numite fracturi de acreție : ele sînt asimetrice. Ascensiunea materialului astenosferei este urmată de răcirea magmei care capătă totodată proprietățile fizice și rigiditatea litosferei oceanice adiacente. Acreția simetrică a litosferei oceanice deoparte și de alta a riftului, a fost considerată de Heezen ca expresie superficială a expansiunii volumetrice rapide a globului.

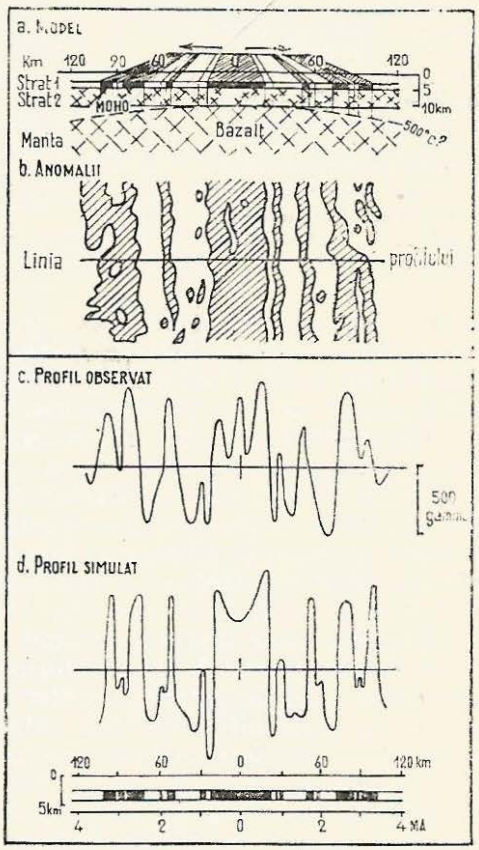


Fig. 11.3. Simetria anomaliilor magnetice din zona dorsalelor. După F. Vine din X-le Pichon, 1976.

Satelitul LAGEOS (Laser Geophysisc Satellite) a arătat că viteza medie de acreție a Oceanului Atlantic este de 1 cm/an. În nici o parte a suprafeței oceanice nu se întîlnește crustă oceanică cu vîrstă superioară la 200 m.a. Ipoteza lui B. Heezen sugerează o expansiune extraordinar de rapidă în ultimii 200 m.a. din istoria Pămîntului și din contră o expansiune neglijabilă în primele 4 miliarde de ani, situație greu de admis. Clarificarea este adusă de H. Hess (1960). Acceptînd viteza de expansiune calculată de Heezen în lungul axei dorsalelor, Hess propune un nou model de evoluție a scoarței terestre, în care o cantitate egală de crustă oceanică cu cea formată prin acreție, ar fi distrusă în lungul foselor oceanice prin procesul de subducție. Introduce astfel schema „covorului rulant", crusta oceanică fiind antrenată pasiv de un curent de convecție a cărei parte ascendentă se situează sub rift iar partea descendentă sub fosă (fig. 11. 4). Satelitul LAGEOS, a verificat și această ipoteză. Se știe azi că atît ritmul de acreție cît și cel de subducție variază de la o regiune la alta, maxima nedepășind 19 cm pe an.

Pornind de la discontinuitățile topografice și magnetice întîlnite în lungul dorsalei medio atlantice Heezen (1962) a pus în evidență nume-

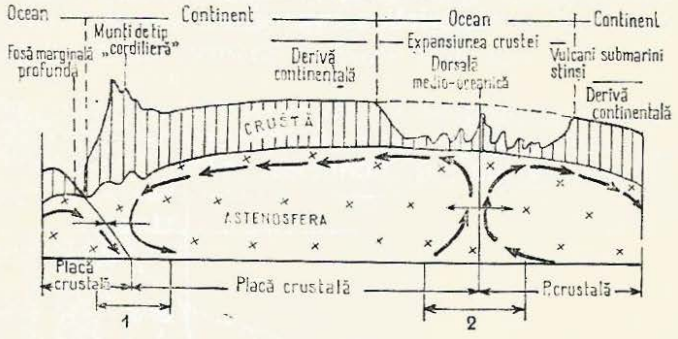


Fig. 11.4. Mecanismul de expansiune și consumare a scoarței oceanice : — munți de tip cordilieră ; — dorsala medio-oceanică ; — fosă marginală profundă ; — deriva continentelor ; — vulcani submarini stinși. 1 — zonă de subducție ; 2 — zonă de acreție. După T. J. Wilson, 1963 — din Airinei, 1977.

roasele falii transformante care intersectează dorsala producînd deplasări orizontale uneori la distanțe foarte mari (3000 km în lungul faliei Romanche din zona ecuatorială a Oceanului Atlantic, separînd dorsala Nord Atlantică de cea Sud Atlantică) fig. 11.1.).

Cu aceleași caractere morfologice și litologice se urmărește și d o r s a l a A t l a n t i c o-I n d i a n ă : aceasta, în dreptul insulei Rodriguez, se bifurcă dînd aspectul caracteristic de Y răsturnat dorsalei Oceanului Indian. Ramura Carlsberg se continuă prin golful Aden, Marea Roșie, Iordania avînd și o ramificație care face legătura cu riftul continental Est African. Ramura Medio Indiană face legătura cu dorsala Est Pacifică, trecînd prin sudul Australiei (fig. 11. 1).

Urmărindu-se discontinuitățile văii de rift au fost puse și aici în evidență numeroase falii transformate. Dintre acestea, falia Owen este responsabilă de decroșarea nordică a dorsalei, falia Rodriguez este plasată în zona de bifurcare, falia Malgașe în direcția insulei Madagascar, faliile Argo și Noul Amsterdam provoacă decalaje majore în ramura Medio Indiană, etc.

Precizările aduse de expediția sovietică (vasul Viteaz) în Oceanul Indian în cadrul Anului Geofizic Internațional, se referă la Valea de rift

(rift valley) arătînd că în afara curgerilor de pilowlava, apar fenomene de metamorfism, precum și alterații hidrotermale ; au fost recoltate peridotite, serpentinite, incluziuni de cromite. În mid ridge, pe lîngă bazalte au fost recoltate gabbrouri și oceanite care au ca elemente disperse ^{40}K, Rb, Z, Th, Mn, Si. Fluxul termic foarte ridicat este legat și de energia geodinamică : ea face ca tectonica acestei zone să fie activă (dilatări, deplasări laterale, verticale, epicentre).

Ca și în Oceanul Atlantic, dorsala Atlantico-Indiană ajunge în unele locuri la suprafață formînd insule (Bouvet, Prinț Eduard, Rodriguez, Noul Amsterdam, St. Paul).

Pentru ramura Sud Australiană se utilizează și numirea de dorsală Antartico-Pacifică.

1.1.1.1.2. Dorsala de tip pacific deși reprezintă o continuare a dorsalei de tip medio-oceanic (atlantic) are unele deosebiri.: poziția ei nu este centrală (de unde și numele de dorsală Est Pacifică) în apropierea Californiei se îndreaptă spre uscat și se prelungește în golful Californiei, pînă în dreptul capului Mendocina, apoi se continuă în lungul coastei vestice a Statelor Unite ; forma este mult mai aplatizată (lățimea este dublă față de dorsala Medio Atlantică), relieful platourilor este mai puțin frămîntat, în schimb flancurile pot avea creste cu înălțimi maxime (datorate fracturilor de acreație), riftul central nu este dovedit (fig. 11. 5).

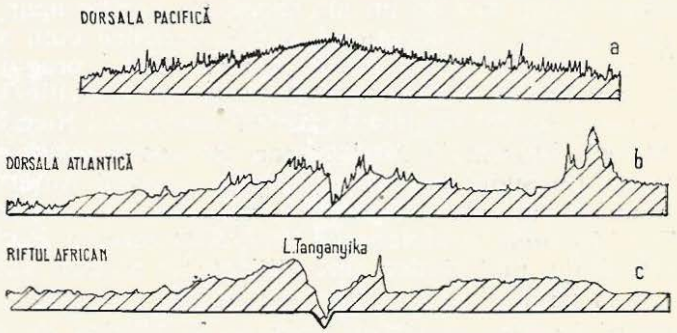


Fig. 11.5. Comparație între dorsala medio Atlantică, Pacifică și riftul African. După Airinei, 1977.

Ca și la dorsalele medio-oceanice, continuitatea ei este întreruptă de numeroase falii de transformare. Dintre aceasta falia Mendocina, plasată la capătul nordic al faliei San Adreas din California, provoacă o deplasare a compartimentelor de peste 1000 km. Deplasări dovedite prin caractere batimetrice și prin anomalii magnetice au fost puse în evidență și în lungul faliilor Murrey, Malakai, Clarion, Cliperton (în dreptul Americii de Nord), Galapagos, Insula Paștelui, Chellenger, Fernandez (în dreptul Americei de Sud) (fig. 11. 1).

11.1.1.1.3 Dorsala Oceanului Arctic. Observațiile făcute cu submarine nucleare, care au navigat sub gheață, au pus în evidență dorsalele Alfa, Lomonosov, și prelungirea dorsalei Medio Atlantice delimitînd între ele bazinele: Makarov, Fram, Nansen, precum și cîteva depresiuni (fig. 2.6). Cea mai mare parte a Oceanului Arctic este însă ocupată de platforme epicontinentale pe care se continuă pînă la 300 m adîncime cursurile inferioare ale fluviilor Pecioara și Dwina (în Marea Barents) Chatanga, Olenok și Lena (în Marea Laptev) și Marea Siberiei Orientale (V. Trufaș și A. Bulger, 1973).

Indiferent de tip, atlantic sau pacific, dorsalele au aceleași caracteristici geofizice :

— flux termic ridicat în dreptul riftului (200 km) (Bullard, 1954) și normal pînă la slab pe flancuri (Heezen, 1964) ;

— gravimetric, prezintă anomalii pozitive în zona crestei mediane, zonă favorabilă tectonicii active ;

— seismic, au epicentre de mică adîncime, frecvente de-alungul văilor și munților de rift, precum și în lungul faliilor de transformare ;

— fracturile care mărginesc văile de rift au flux magnetic foarte ridicat ;

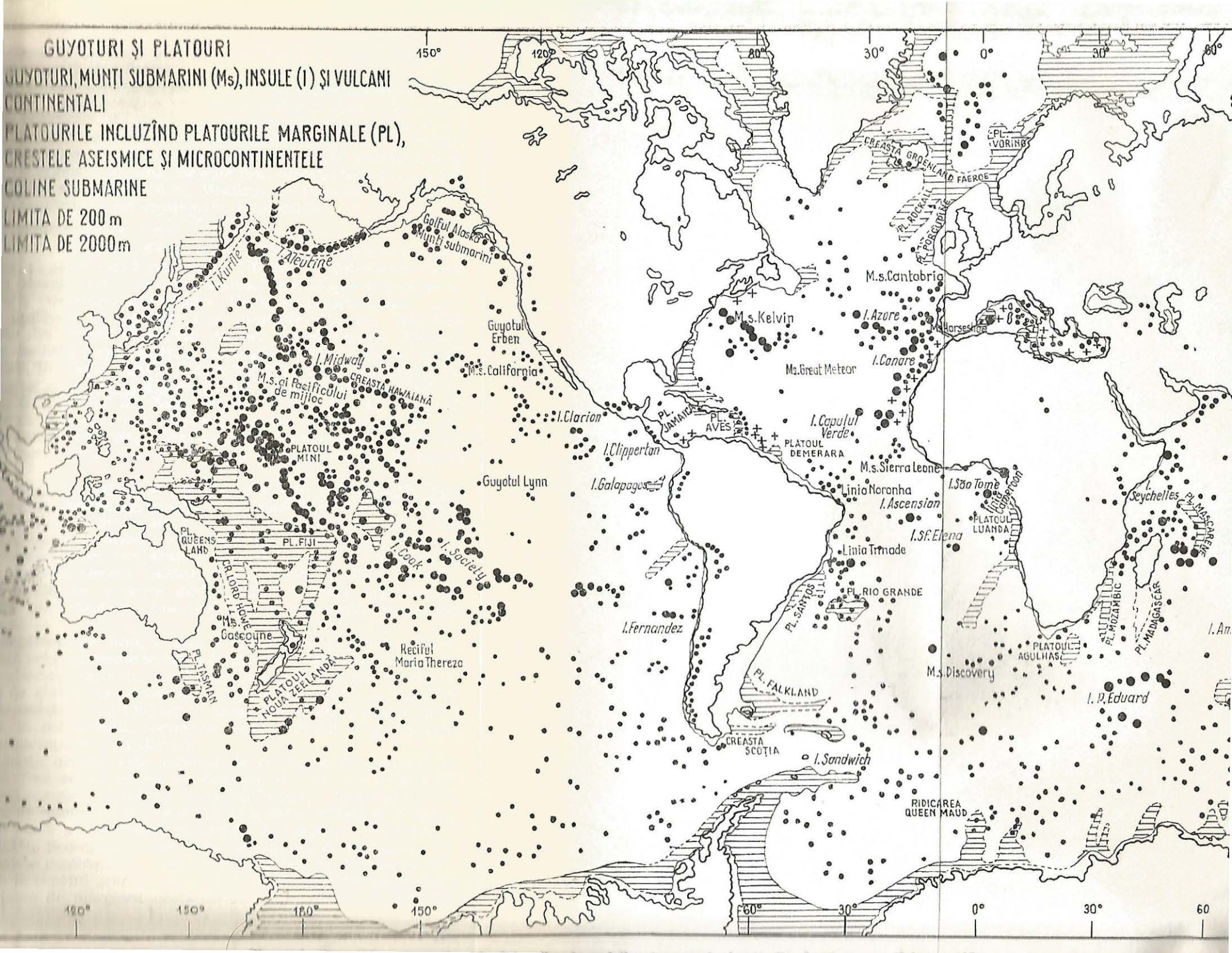
— determinările de vîrste absolute au arătat că rocile magmatice din văile de rift au vechimi pînă la 10 m.a., fiind lipsite de învelișul sedimentar ; munții de rift (cca 10 km lățime) au roci magnetice de vîrstele cuprinse între 10—20 m., pătura de sedimente îngroșîndu-se în raport cu vechimea substratului de la 100—200 m grosime :

— flancurile dorsalei au sedimente a căror vîrste și grosimi cresc către exteriorul dorsalei ajungînd pînă la 120 m., în dorsala Atlanticului de Sud și pînă la 230 m.a. în Atlanticul Central grosimea păturii de sedimente crescînd și ea considerabil.

11.1.1.2. Platourile reprezintă praguri submerse, inactive tectonic și seismic. Ele separă bazine oceanice parțial închise față de oceanul larg sau de un alt bazin. Ca poziție apar sub formă de prelungiri laterale ale dorsalelor medio oceanice cum sînt pragurile Rockall-Porcupine (în vestul insulelor Britanice), pragul Jean Mayen (dintre Groenlanda și dorsala Medio-Atlantică), Wylville-Thomson (între insulele Feroe și Scoția), Walfisch Luanda (în dreptul Namibiei), Agulhas (în sudul Africei), Mozambic, Madagascar, (pe coasta estică a Africei), Chagas-Laccadive (în sudul Indiei), Kerguelen, (nordul Antarctidei) Falkland (SE-ul Americii de Sud), Galapagos (coasta vestică a Americii de Sud), platourile Noii Zeelande și Melanesiei (SW-ul Oceanului Pacific). Pentru marea lor stabilitate, majoritatea sînt utilizate în scopuri strategice.

11.1.1.3. Insulele submarine (Sea mounts = piton) sînt conuri izolate, cu vîrfuri ascuțite și înălțimi de mii de metri deasupra cîmpiilor abisale fără a ajunge la suprafața apei. Great Meteor din Oceanul Atlantic are diametrul bazei de 110 km și 4000 m înălțime deasupra cîmpiei abisale. Sînt alcătuiți din bazalte și oceanite ceea ce dovedește originea lor vulcanică, relieful primar, conic, nefiind erodat (fig. 11. 6).

11.1.1.4. *Pedestaluri* = Guyoturi (denumire dată de Hess în amintirea geografului american Guyot), reprezintă conuri vulcanice trunchiate în urma abraziunii determinate de valuri și curenții marini și de eroziunea aeriană. Vîrfurile lor se pot ridica pînă la cîteva sute de metri (uneori cîteva zeci de metri) sub nivelul apei dînd „bancuri", dar frecvent sînt sub 1500 m adîncime. În afara vîrfului trunchiat, o altă caracteristică a lor este panta în trepte. În 1946 Hess arată că pe platoul superior al unor guyoturi, apar cruste de oxid de Fe și Mn (care amintesc de suprafețele unor hard-ground-uri), fisuri colmatate cu mîluri cu globigerine, nisipuri cu aspect litoral, faună actuală sau fosilă de mică adîncime (corali, rudiști, gasteropode, bryozoare, serpulide) argumente în favoarea interpretării lor ca vulcani stinși, ridicați pînă aproape de


GUYOTURI ȘI PLATOURI
GUYOTURI, MUNȚI SUBMARINI (Ms), INSULE (I) ȘI VULCANI
CONTINENTALI
PLATOURILE INCLUZÎND PLATOURILE MARGINALE (PL),
CREȘTELE ASEISMICE ȘI MICROCONTINENTELE
COLINE SUBMARINE
LIMITA DE 200 m
LIMITA DE 2000 m
150°
120°
90°
30°
0°
30°
60°
I. Kurile
Aleutine
Golful Alaska
Munți submarini
Guyotul Erben
M.s. California
M.s. ai Pacificului de mijloc
I. Midway
CREASTA HAWAIANĂ
PLATOUL MINI
Guyotul Lynn
I. Clarion
I. Clipperton
I. Galapagos
PL. JAMAICA
PL. AVES
PLATOUL DEMERARA
I. Capului Verde
M.s. Great Meteor
M.s. Kelvin
M.s. Cantabria
I. Azore
M.s. Horseshoe
I. Canare
PL. ROCKALL
PL. PORCUPINE
CREASTA GROENLAND FAEROE
PL. VØRING
M.s. Sierra Leone
Linia Noronha
I. São Tome
Linia Camerun
I. Ascension
I. Sf. Elena
PLATOUL LUANDA
Linia Trinade
I. Seychelles
PL. MASCAREIGNE
PL. RIO GRANDE
PL. SANTOS
I. Fernandez
PL. MOZAMBIC
PL. MADAGASCAR
PLATOUL AGULHAS
M.s. Discovery
I. P. Eduard
PL. FALKLAND
CREASTA SCOȚIA
I. Sandwich
RIDICAREA QUEEN MAUD
PL. QUEENS LAND
PL. FIJI
CR. LORD HOWE
M.s. Gascoyne
I. Cook
I. Society
PL. TASMAN
PLATOUL NOUA ZEELANDĂ
Reciful Maria Thereza
180°
150°
120°
150°
60°
30°
0°
30°
60°

oglinda apei, acoperiți cu corali sau alte organisme de mică adîncime și scufundați apoi datorită subsidenței.

Completări în cunoașterea guyot-urilor aduce Segre (1958) : el arată că pe flancuri pot apare turbidite, în zonele profunde apar cutări intraformaționale și încălecări, iar pe platou, în afara centurii coraligene și a organismelor de mică adîncime, au fost întîlnite trunchiuri de copaci silicifiate ,care dovedesc că aceste insule vulcanice izolate, puteau fi temporar emerse, cu vegetație aeriană, iar apoi prin coborîri tectonice au fost readuse la adîncimi de peste 1500 m. Mișcările pe verticală au favorizat curenții turbizi, cutările intraformoționale, încălecările.

11.1.2. *Elemente negative.*

11.1.2.1. Bazinele și depresiunile oceanice, sînt forme negative al căror relief este puțin diferențiat. Subsidența foarte lentă a crustei oceanice nu a schimbat aspectul morfologiei sale primare, adică morfologia cuverturii sedimentare. Unele se caracterizează prin funduri plate uniforme pe suprafețe mari (bazinele Nansen, Beaufort, Barentz, bazine din centrul Oceanului Pacific, Bellingshausen, Weddell, Crozet ; altele prezintă forme pozitive pe fundul bazinului legate de accidente tectonice, în lungul cărora au avut loc importante erupții submarine al căror relief nu a fost încă îngropat sub sedimente (Bazinul Wilkes, Est Argentina, Est Brazilia, Est Tonga-Kermadek etc.) (fig. 11.1. și 11.6).

S-a constatat că între vîrsta litosferei oceanice și adîncimea bazinului există o relație directă ; cînd vîrsta depășește 70 m.a. profunzimea bazinului este de peste 5500 m, apoi adîncimea crește foarte lent în raport cu vîrsta.

Sedimentarea puțin activă din aceste zone este reprezentată prin turbidite, conturite, sedimente biogene (mîl calcaros, mîl silicios) sedimente autigene, raportul dintre ele fiind determinat de adîncimea bazinului, dinamica apelor profunde, zona climatică și morfologia fundului bazinului. Adîncimea mare, temperatura scăzută a apelor și presiunea ridicată face ca apele să rămînă nesaturate în carbonați și silice. Lisoclina este deasupra fundurilor oceanice medii (FOM), testurile organismelor planctonice sînt ușor dizolvate, calcarele depuse în această zonă avînd aspect compact.

Bazinele depărtate de țărm, a căror adîncime este în jur de 5000 m, se caracterizează prin sedimente terigene foarte fine — argile provenite din eroziunea sau alterarea țărmului continental, materialul fiind transportat de curenți sau de vînt și apoi decantat pînă în zonele profunde. Rata de depunere nu depășește 1 mm/1000 ani. În zonele cu productivitate biogenă foarte ridicată, se pot acumula sedimente biogene (mîlul cu globigerine, cu radiolari, cu pteropode, cu diatomee).

Dacă un bazin oceanic este apropiat de continent și neseparat de acesta printr-o fosă activă cu rol de capcană, sedimentele terigene se depun îngropînd complet morfologia vulcanică inițială a fundului oceanic și formînd ceea ce numim cîmpie abisală, caracterizată prin suprafața extrem de plană a cărei pantă în direcția de curgere a sedimentelor nu depășește 0,1%. Sedimentele sînt aduse de curenții de turbiditate declanșați pe pantele continentale ; descărcați progresiv de fracțiunea grosieră, ei depun la capătul „cursei" lor, mîluri foarte fine. Cu cît bazinele sînt mai apropiate de marginea continentală umplerea lor se face mai

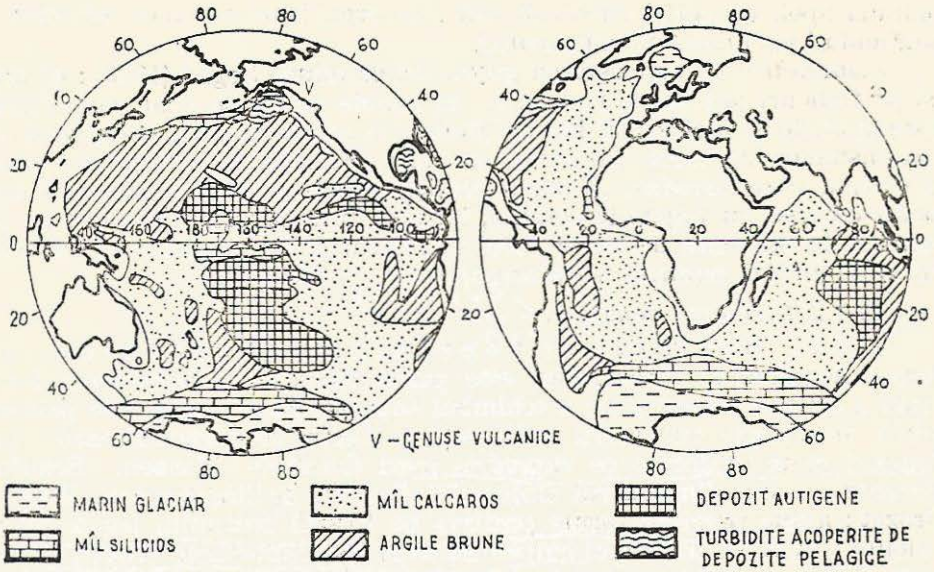


Fig. 11.7. Răspîndirea tipurilor de sedimente marine actuale. După X. de Pichon, **1976.**

rapid, rata de sedimentare atingînd 10 cm/1000 ani sau pe alocuri 1 m/1000 ani.

În bazinele depărtate de țărm cu sedimentare foarte slabă relieful vulcanic, neacoperit de sedimente, expus acțiunii apelor marine suferă o alterare foarte profundă a rocelor magmatice. Apar cruste de Mn și Fe ;

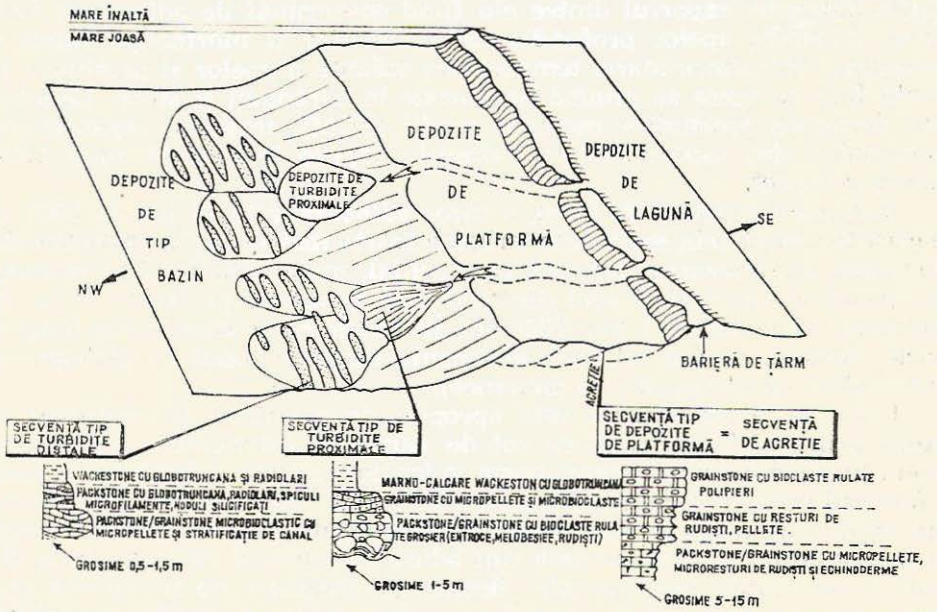


Fig. 11.8. Succesiunea faciesurilor marine de la țărm pînă în zonele profunde. Din ELF Aquitaine, 1977.

crusta se îngroaşe foarte lent (cîţiva microni într-o mie de ani). Foarte rar relieful magmatic nu este îngropat sub sedimente, în intervalul de timp atît de lung de la formarea crustei oceanice pînă azi.

În bazinele cu funduri uniforme, prin metode geofizice au fost puse în evidenţă orizonturi reflectatoare de nisipuri argiloase, faţă de argilele

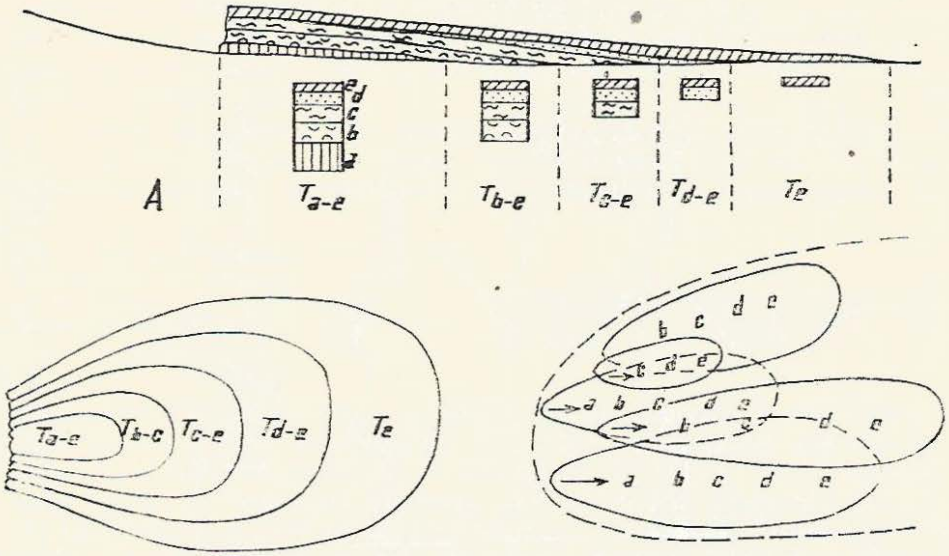


Fig. 11.9. Forme ipotetice de turbiditate : A. Descreşterea grosimii prin lipsa unor termeni la periferia covorului de sedimente (turbidite distale) ; B. conul de sedimente văzut în plan, cu scăderea numărului de termeni din secvenţa turbiditică (secvenţa Boume) ; C. Umplerea unui bazin cu un număr de secvenţe turbiditice — literele indică termenii secvenţelor depuse succesiv : a — secvenţă granoclastică ; b — secvenţă nisipoasă cu laminaţie paralelă ; c — secvenţă cu laminaţie oblică sau convolută ; d — secvenţă siltică cu laminaţie paralelă ; e — secvenţă argiloasă.

care colmatează bazinele şi depresiunile. Structura sedimentelor de sub pătura superficială arată fie o dispoziţie torenţială a materialului care colmatează gradat depresiunea, (fig. 11. 10 b) fie o structură faliată, ca un graben, azi îngropate sub pătura de sedimente superficiale (fig. 11. 10. b).

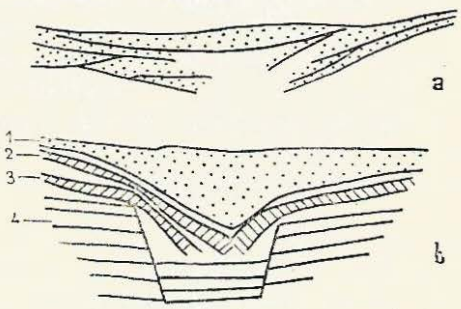


Fig. 11.10. Structura bazinelor şi depresiunilor de pe fundurile medio-oceanice : a — depresiuni colmatate torenţial ; b — grabenuri colmatate ; 1 — sedimente superficiale ; 2 — sedimente vechi consolidate ; 3 — fundament magmatic. După J. Blanc, 1972.

Bazinele cu funduri neuniforme au permis recunoaşterea unor forme morfologice specifice zonelor profunde — c o l i n e l e a b i s a l e (Menard, 1958) — care acoperă 80% din fundurile oceanice, avînd cca 300 m

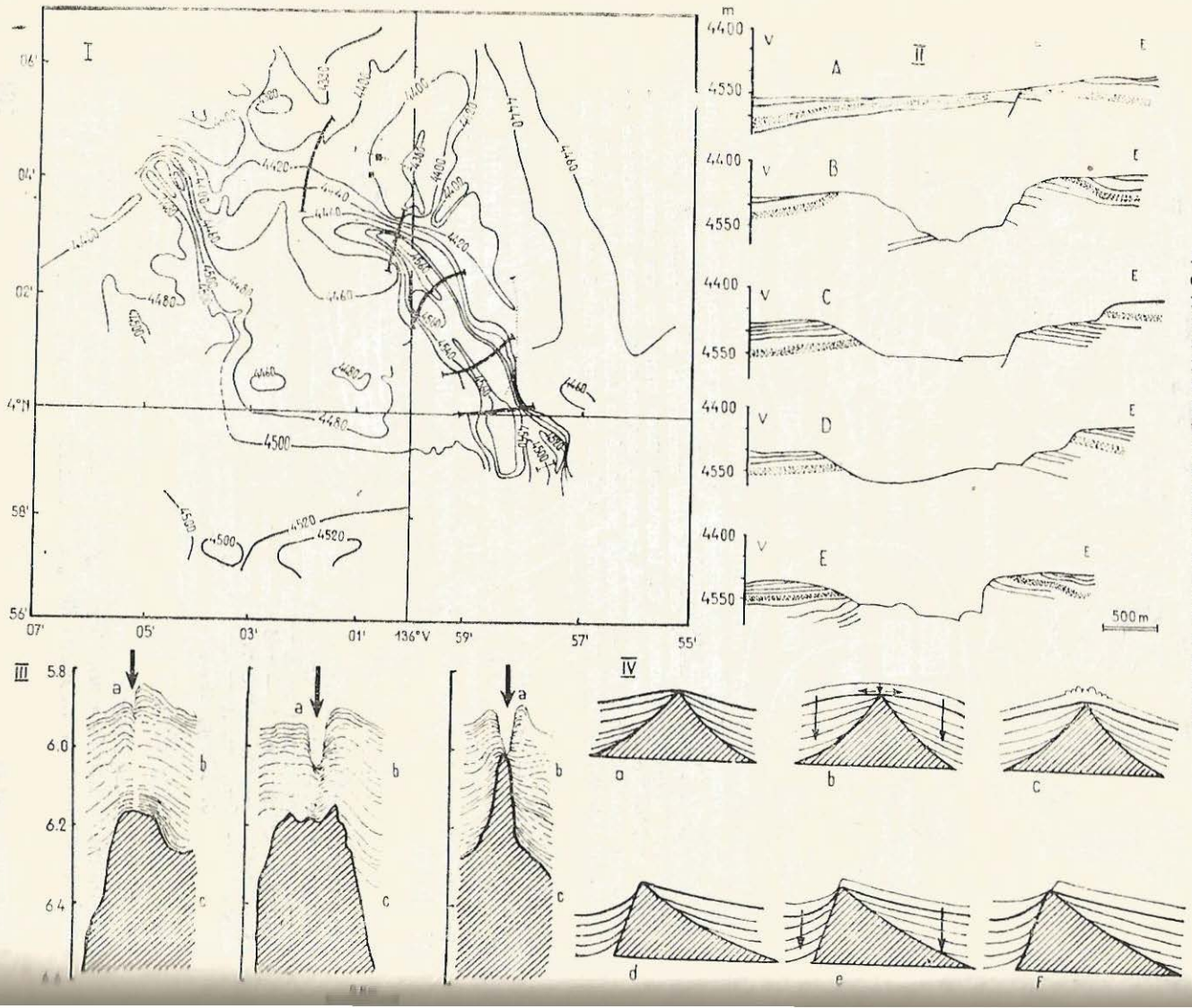


Fig. 11.12. Şanţuri de eroziune în depozite de mare adîncime şi relaţiile lor cu structura substratului. I — Traiectul şanţului, probele recoltate şi direcţiile profilelor; II — Secţiuni transversale în diferite sectoare ale şanţului abisal, cu morfologia plantelor ; III — Înregistrări seismice reliefînd : a — adîncimea şanţului ; b — grosimea păturei de sedimente ; c — accidentul morfologic de sub şanţul abisal ; IV — Sedimentare şi compactizare diferenţiată în colinele abisale simetrice (a, b ,c) şi asimetrice (d, e, f). După Larry Mayer, 1980.

înălțime și cîteva mile distanța dintre ele. Au putut fi recunoscute atît în oceane cît și în Mediterana Occidentală, în zona Creta, Marea Ionică, evocînd fie lave submarine — curse care au format domuri teșite — fie depozite provenite din depunerile curenților de turbiditate. Proprietățile gravitatrice magnetice și seismice în general nu au confirmat prezența lavelor. În pătura sedimentară, groasă de 1000—2000 m, au fost identificate nisipuri grosiere și material biogen transportate de curenții de fund pînă în aceste cîmpii abisale, dar acest transport nu poate explica formarea colinelor abisale.

La fel de curioasă este apariția structurilor în domuri (fig. 11. 11), frecvente în vecinătatea marilor fracturi. Ele apar ca structuri simetrice, aliniate, asemănătoare unor căpățîni de zahăr parțial îngro-

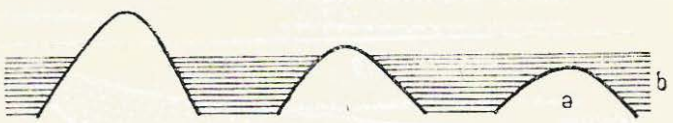


Fig. 11.11. Schema structurilor în domuri : a — domuri ; b — sedimente. După J. Blanc, 1972.

pate (Ewing-Heezen 1971 ; Leenhart, 1968), reprezintă mici domuri de lavă (dovedite prin prospecțiuni magnetice și seismice) sau domuri de sare — ca cele din golful Mexic-Honduras (fig. 11.6). Asemănarea lor cu cele fosile din regiunea Hanovra este izbitoare. Domurile pot atinge 30 km lărgime și pînă la 1500 m înălțime. La vest de Texas City, într-o astfel de zonă de domuri, prin flexoforaj efectuat de Glomer Challenger (1969), a fost pus în evidență primul zăcămînt de petrol la mare profunzime, înmagazinat în depozite miopliocene submerse.

Șanțurile abisale urmărite pe zeci sau sute de km, cu lățimi de 2—3 km, flancurile abrupte (fig. 11. 12—II) și adîncimi de 1—200 m (fig. 11. 12—III), apar fără o ordine anume pe FOM. Prospecțiunea seismică a dovedit că sub pătura de sedimente, șanțul abisal coincide unui relief pozitiv acoperit (fig. 11. 12 — III). Acumularea depozitelor și compactarea lor reprezintă cauza principală a apariției șanțurilor abisale.

Depozitate în jurul accidentului morfologic (fig. 11. 12. IV), sedimentele se acumulează pe flancurile morfostructurii, cu pantă din ce în ce mai lină ; o secvență subțire se depune deasupra vîrfului morfostructurii. Masele instabile de sedimente de pe flancuri și compactarea diferențiată generează un cîmp de tensiune deasupra vîrfului morfostructurei, unde apare șanțul (fig. 11. 12. III. IV), cu declanșare de alunecări și fracturi, pantele avînd frecvent curenți de turbiditate.

Șanțul abisal corespunde deci unei ridicări sub formă de coline a substratului vulcanic îmbrăcată în sedimente și se formează în pătura neconsolidată cînd rata de sedimentare, grosimea sedimentelor și compactizarea lor sînt ridicate.

Seismostratigrafia bazinelor oceanice. În toate zonele profunde pătura sedimentară este clar stratificată. Primii 1000—1500 m reprezintă sedimentele mobile mai mult sau mai puțin îmbibate cu apă, vîrsta lor fiind cuaternară la suprafață, neozoic sau mezozoic spre partea inferioară ; viteza undelor seismice 3 km/sec. Ele pot cîștiga în grosime în apropierea continentelor sau a insulelor.

Sub această pătură superficială viteza de propagare a undelor seismice crește (4,3—6 km/sec); corespund unui mediu consolidat, reprezentat prin lave în apropierea insulelor vulcanice, unde formează suportul acestor arhipelaguri, sau prin roci dure de tipul calcarelor. Este pătura cea mai heterogenă și cel mai greu de interpretat, dispusă peste roci eruptive bazice (bazalte-oceanite) cu 6,7 km/sec, grosimea sedimentelor crescînd în fața arhipelagului, după care se uniformizează.

Sub discontinuitatea Mohorovicic se întinde pătura ultrabazică (8 km/sec), reprezentată probabil prin peridotite și eclogite care alcătuiesc mantaua superioară (fig. 11. 13).

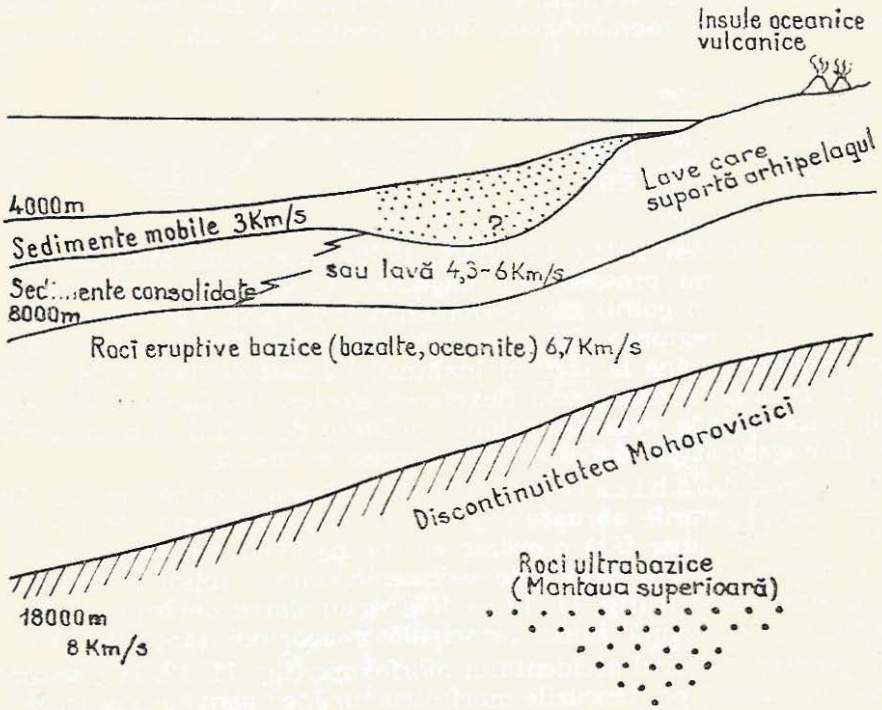


Fig. 11.13. Structura seismică a zonelor profunde ale oceanelor. După J. Blanc, 1972

La informațiile geofizice despre păturile de roci ale zonelor profunde se adaugă datele sondajelor de mare adîncime din mediul oceanic, efectuate în cadrul proiectului „Mohole", informații care au confirmat și au completat interpretările geofizice, în special pentru păturile superioare sedimentare.

11.1.2.2 Fosele (gropile abisale) însumînd numai 1% din suprafața fundurilor oceanice, prin rolul lor geodinamic, reprezintă unul din elementele de interes major al oceanelor. Plasate la limita dintre marginea continentală și ocean, fosele reprezintă expresia de suprafață a zonelor de subducție; în lungul lor plăcile litosferei oceanice se afundă sub plăcile continentale care, în mod frecvent, au în partea frontală arcul insular simplu (vulcanic) sau dublu (vulcanic și continental) (fig. 11. 14).

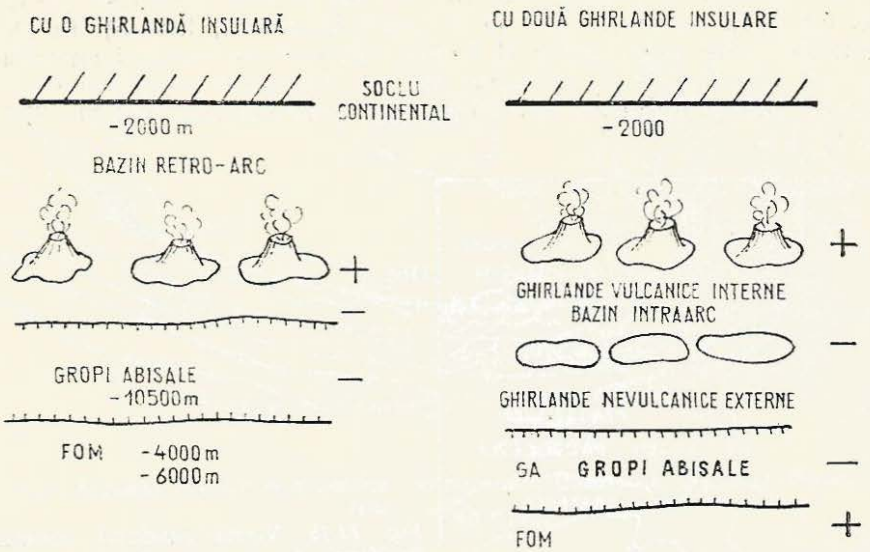


Fig. 11.14. Dispoziția arcurilor insulare (ghirlande) în raport cu fosele (= gropi abisale GA ; fundurile oceanice medii (FOM)). După J. Blanc, 1972.

Fosele pot atinge pînă la 1000 km lungime, cu lărgimea de 100 km la partea superioară și 10 km pe fundul fosei, flancurile fiind asimetrice. Adîncimea fosei față de suprafața apei variază între 5000—11 000 m, iar față de FOM între 200—5000 m.

Pînă în prezent au fost identificate 23 fose active repartizate inegal în oceanele lumii ; 3 în Atlantic (Porto Rico, Romanche, Sandwich) cu adîncimea maximă 8300 m, 2 în Oceanul Indian (Java, Diamantina) și 18 în Oceanul Pacific din care 2 pe latura estică (Chile—Peru, Guatemala), 1 pe latura nordică (Aleutine), și 15 pe latura vestică.

După formă se disting fose rectilinii, plasate în apropierea actualelor continente, mărginite de arcuri insulare simple (Chile—Peru, Guatemala), sau platouri submerse (Tonga-Kermadek, Noua Zeelandă) ; fose arcuite, mărginite de arcuri insulare simple sau duble (Kurile, Aleutine, Japoneze, Yup, Guam, Mariane (10.991 m — cercetată de Picard în 1960 —), Filipine (10.504 m), Gilbert etc. ; fose în buclă (Porto Rico 9.229 m cercetată cu batiscaful Arhimede).

Subducția a făcut ca în lungul foselor să dispară enorme volume ale plăcilor oceanice într-un timp geologic relativ scurt. Ajunsă la nivelul astenosferei, placa oceanică subdusă are nevoie de 10—20 m.a. pentru a căpăta identitatea fizică a astenosferei. Rata de subducție de cca 10 cm pe an, înseamnă un consum de 100 km/1 m.a. Aceasta l-a determinat pe H. Hess (1962) să afirme că în lungul foselor are loc consumul plăcilor oceanice. Calculele arată că în fiecare an dispare 2,6 km^2 de suprafață a fundului oceanic. Cu această rată de consum în 200 m.a. pot fi distruse 520 milioane km^2, ceea ce înseamnă dublu fundurilor oceanice actuale. Consumul echivalează însă cu suprafața produsă în lungul dorsalelor, încît se admite că suprafața Terrei rămîne relativ constantă. Reînnoirea fun-

durilor oceanice se produce atît în oceanele pe cale de micșorare (Pacificul), cît și în oceanele care se lărgesc (Atlanticul, Indian). În Oceanul Pacific, cel mai vechi ocean al Terrei, datorită consumului anterioare al plăcilor, vîrsta plăcilor existente azi nu depășește pe cea a Oceanului Atlantic, Indian (în medie 50—70 m.a. cu vîrste maxime de 180—200 m.a.) (fig. 11. 15).

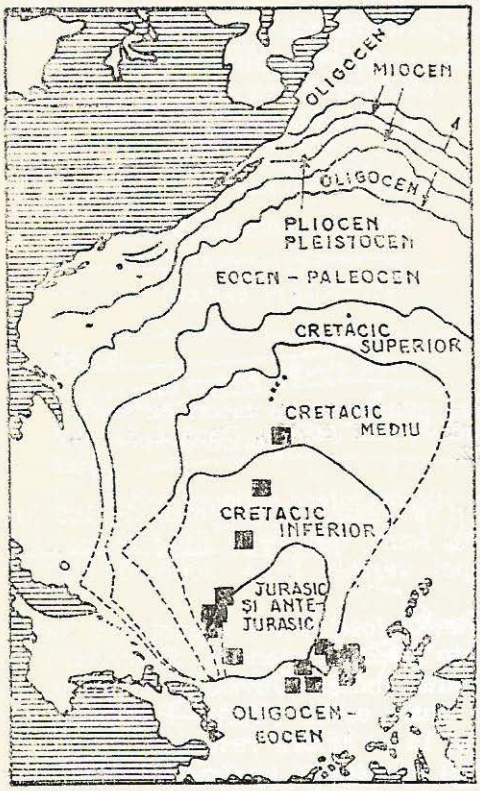


Fig. 11.15. Vîrsta fundului oceanic din Pacificul de vest și forajele de mare adîncime săpate. După Hezen și Holister, 1971.

Retopirea plăcii afundate generează vulcanism andezitic. Frecarea între cele două plăci litosferice produce cutremure de încălecare (fosele sînt zone seismic active); cutremurele se repetă de fiecare dată cînd cele două plăci se decuplează.

Reiese să fosele, așa cum am arătat în capitolul 9, apar asociate fie cu un arc insular [(vulcanic = anomalie gravimetrică pozitivă (+)], fie cu două arcuri insulare [(cel extern = prisma de acreție tectonică — gravimetric negativ (—)]. (fig. 11. 14).

Zona considerată clasic pentru subducție însoțită de arc insular dublu este Indonezia; arcul insular intern vulcanic activ (+) cu vulcani bazici cu lave care curg lent și vulcani explozivi cu lave intermediare (Sumatra, Jawa, Boli, Flores, parțial Celebes) și arcul extern (prisma de acreție (—), Timor, Cerem, Celebes) sînt flancate la exterior de fosele abisale, asociate de cutremure de pămînt cu hipocentre distribuite pe planul de subducție = = planul Benioff (300—700 km adîncime), cu înclinări de 30—55° spre continent (fig. 11. 16).

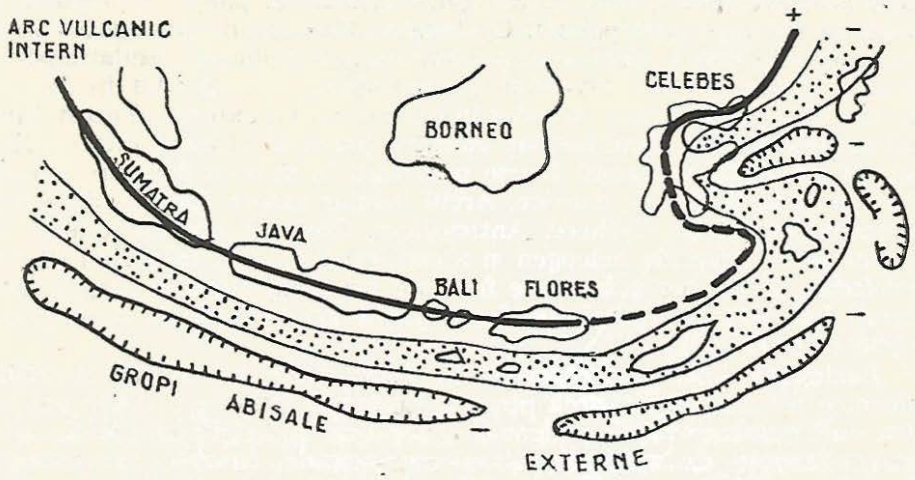


Fig. 11.16. Schema foselor și arcurilor insulare din Indonezia. După D. Rădulescu, 1976.

Situații similare au fost urmărite pe latura vestică a Pacificului, zona Caraibilor, Marea Egee.

În Marea Egee (fig. 11. 17), deși nu este demonstrată, se consideră că există o subducție avansată care a dus la consumul aproape integral al

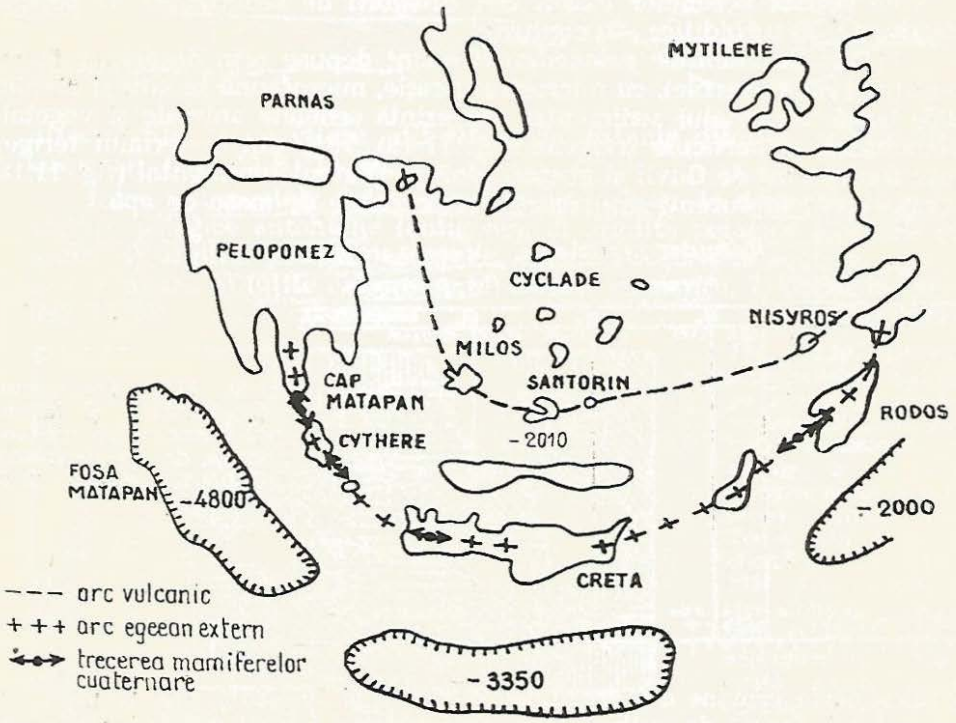


Fig. 11.17. Fosele și arcurile insulare din Mediterana de est. După J. Blanc, 1972.

plăcii oceanice mesogeene. Placa continentală, azi parțial submersă, are un sector emers — arhipelagul Cycladelor. Stratigrafia insulelor Cyclade și a zonei submerse a plăcii continentale arată o puternică oscilație pe verticală a acestui sector (exondat în sarmațian, transgredat în meoțian, exordat pînă în cuaternar, inundat în calabrian). La exteriorul acestei plăci continentale se află arcul insular vulcanic (insulele Milos, Santorin, Nisyros), cu activitate vulcanică foarte puternică în miocen dar care s-a continuat pînă în timpurile istorice. Arcul insular extern (prisma de acreție) corespunde insulelor Cythere, Anticythere, Creta, Karpatos, Rodos ; el a început să se ridice în paleogen și a continuat pînă în calabrian (Rodos), cînd forma, între fose și bazinele frontale, un baraj etanș în lungul căruia migrau faunele continentale (elefanți) găsite azi ca fosile în aceste insule izolate (fig. 11. 17).

Bazinul frontal este colmatat în bună parte cu cenușe și pulberi vulcanice a căror vîrstă urcă pînă în timpurile istorice (—1400 ani înaintea erei noastre erupția vulcanului Santorin a distrus civilizația micenianã). Etapele de vulcanism cuaternar-actuale, însoțite de transgresiuni au dus la inundarea și distrugtrea Egeidei. Transgresiunile și regresiunile repetate din neogen au creat sectoare exondate și sectoare cu regim euxinic care au dat hidrocarburile de curînd prospectate în regiune. Fosele externe sînt singurele zone cu substrat oceanic. Subducția foarte accentaută a consumat integral placa oceanului mesogean ducînd la coliziune continent-continent.

11.2. **Sedimentarea în zonele profunde**

Pe fundul oceanelor există trei categorii de sedimente : 1) pelagodetritice ; 2) turbiditice ; 3) conturite.

11.2.1. *Sedimentele pelagodetritice* sînt depuse prin decantare foarte lent (mai multe secole), cu microstratificație, microfaună in situ și răspîndire largă. Materialul sedimentat reprezintă schelete animale și vegetale planctonice și particule terigene (fig. 11.18). 70 % din materialul terigen este transportat de fluvii și ghețari pînă pe platoul continental (fig. 11.18) apoi preluat de curenți sau păstrat în suspensie de masa de apă.

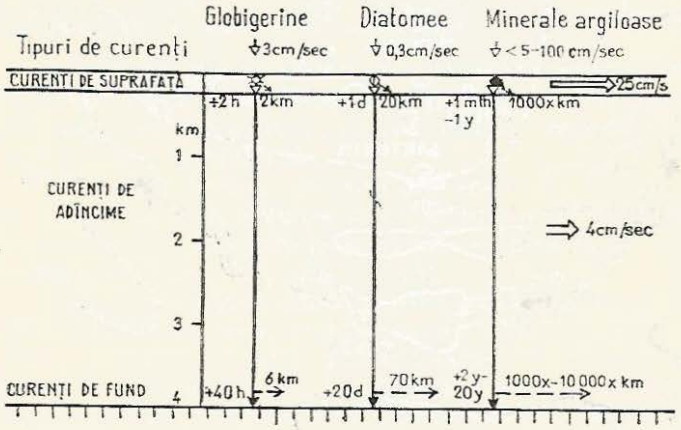


Fig. 11.18 Transportul pe verticală și lateral al suspensiilor din coloana de apă oceanică. După E. Seibold, 1978.

O mică parte provine din eroziunea țărmului și 10—25 % este transportat de vînt sub formă de pulberi fine, reprezentînd cenuși vulcanice purtate

la distanțe foarte mari, sau nisip fin provenit din deșerturi situate la mii de km distanță. La acestea se adaugă materialul purtat de eisberguri. Curenții de suprafață (fig. 11.19) de profunzime și de fund, deplasează în

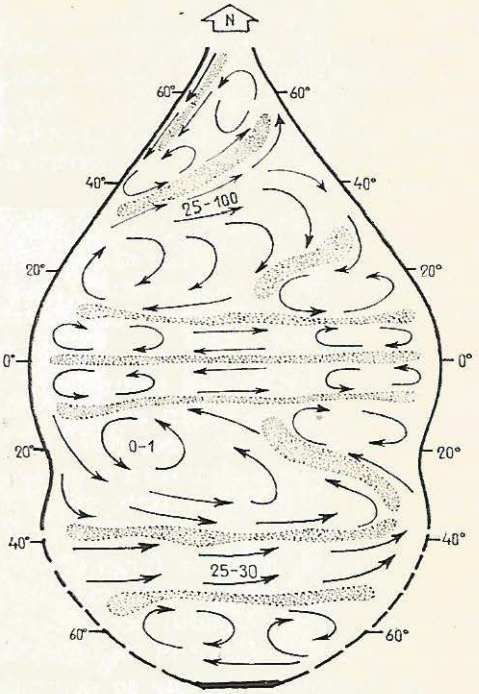


Fig. 11.19. Circulația la suprafață într-un ocean idealizat ; umbrite sînt zonele de upwelling ; viteza curentului este în cm/sec. După Stepanov, în E. Seibold, 1978.

direcții diferite cu viteze diferite și la distanțe diferite, categoriile de suspensii (fig. 11.8, 11.19).

Între sedimentele pelagodetritice se includ : 1) depozite biogene, 2) argilite pelagice autohtone (autigene), 3) argilite pelagice alohtone (terigene), 4) argilite pelagice alohtone modificate prin adăugirea unor ioni suplimetnari, 5) lutite calcaroase, 6) cenuși vulcanice, 7) depozite glaciare (fig. 11.20).

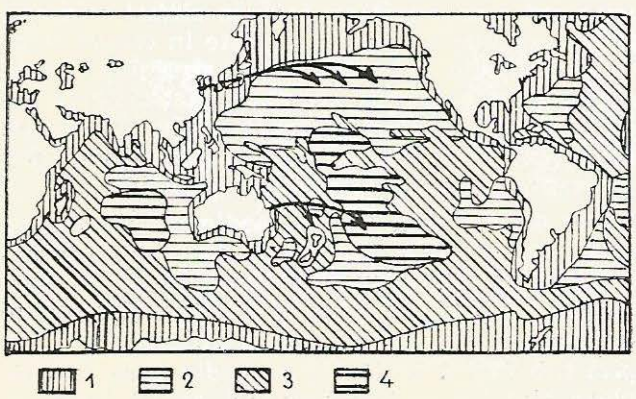


Fig. 11.20. Distribuția principalelor sedimente pe zonele profunde ale oceanelor : 1 — argilite pelagice alohtone (terigene) ; 2 — argilite pelagice autohtone (autigene) ; După Geology Todey din X. M. Pichon și Guiy Pautot, 1976 ; 4 — argilite pelagice alohtone modificate prin adăogire de ioni suplimentari. Săgețile arată zonele în care aportul eolian este semnificativ.

11.2.1.1. Depozitele biogene (= mîluri organice), reprezintă o parte importantă a sedimentelor zonelor profunde, alcătuite din microorganisme (zooplancton, fitoplancton). Sedimentul conține peste 30% schelete organice amestecate cu material anorganic. Bentosul este foarte puțin reprezentat, în schimb, planctonul (= Planșa 11.1—4), foarte bogat oferă schelete calcaroase (Pteropode, Formaminifere, Coccolithophoridee) sau silicioase (Radiolari, Diatomee), care după predominanță, dau denumirea mîlului organic (mîl cu Pteropode, mîl cu Globigerine, etc.). Aceste organisme folosesc direct (fitoplanctonul sau indirect (zooplanctonul), mineralele dizolvate în apă pentru a-și construi testul (în special carbonat de calciu și siliciu).

Repartiția mîlurilor organice pe fundurile oceanelor apare ca o reflectare a condițiilor hidrodinamice. Raportul ^{18}O ^{16}O din testurile lor, dă informații asupra temperaturii apei în care au trăit organismele, permițînd reconstituirea climatelor din trecutul pămîntului.

Mîlurile cu organisme calcaroase se depun la adîncimi mai mici decît cele silicioase deoarece testurile calcaroase sînt mai solubile (cochiliile de Pteropode, alcătuite din aragonit, se dizolvă la 2000 m. ad.). Adîncimea de compensație este deci diferită pentru carbonați și silice și este dependentă de zona climatică și mai ales de rata de productivitate organică. Dacă rata de productivitate este mare, adîncimea de compensație a carbonaților coboară pînă la 4500—5000 m iar pentru silice încă și mai jos.

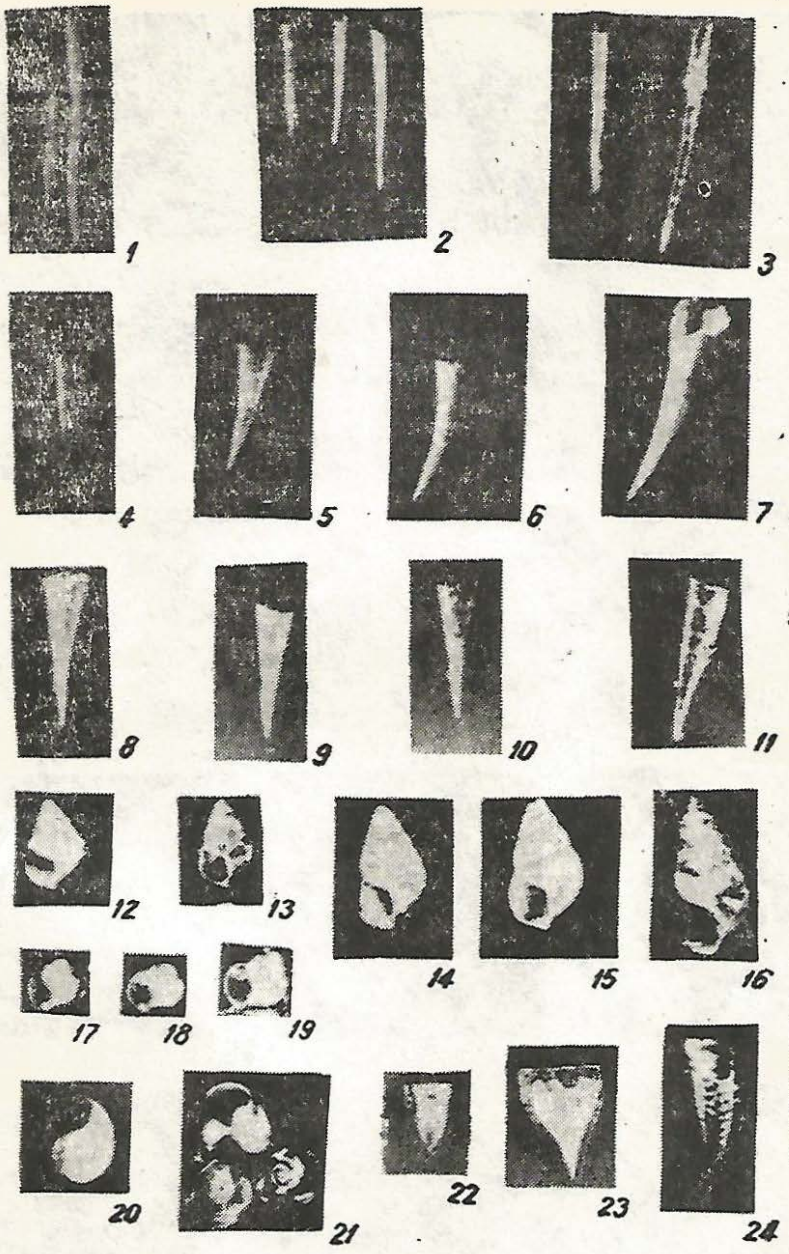
Scheletele peștilor (organisme nectonice), formate din apatit (fosfat de calciu foarte solubil la mare adîncime), sînt dizolvate și nu apar în sedimente de pe fundul oceanic. Numai dinții de rechini și oasele otice de balene pot fi găsite în sedimentele abisale.

Sedimentele biogene se acumulează mai ales în zonele de upwelling (fig. 11.19) unde este asigurată hrana, sau în zonele cu rată de sedimentare terigenă foarte mică sau nulă. Rata de sedimentare a depozitelor biogene este de 1—5 cm/1000 ani. La adîncimi de peste 5000 m apar de obicei numai sedimente terigene fine a căror rată de sedimentare nu depășește 1—2 cm/1000 ani.

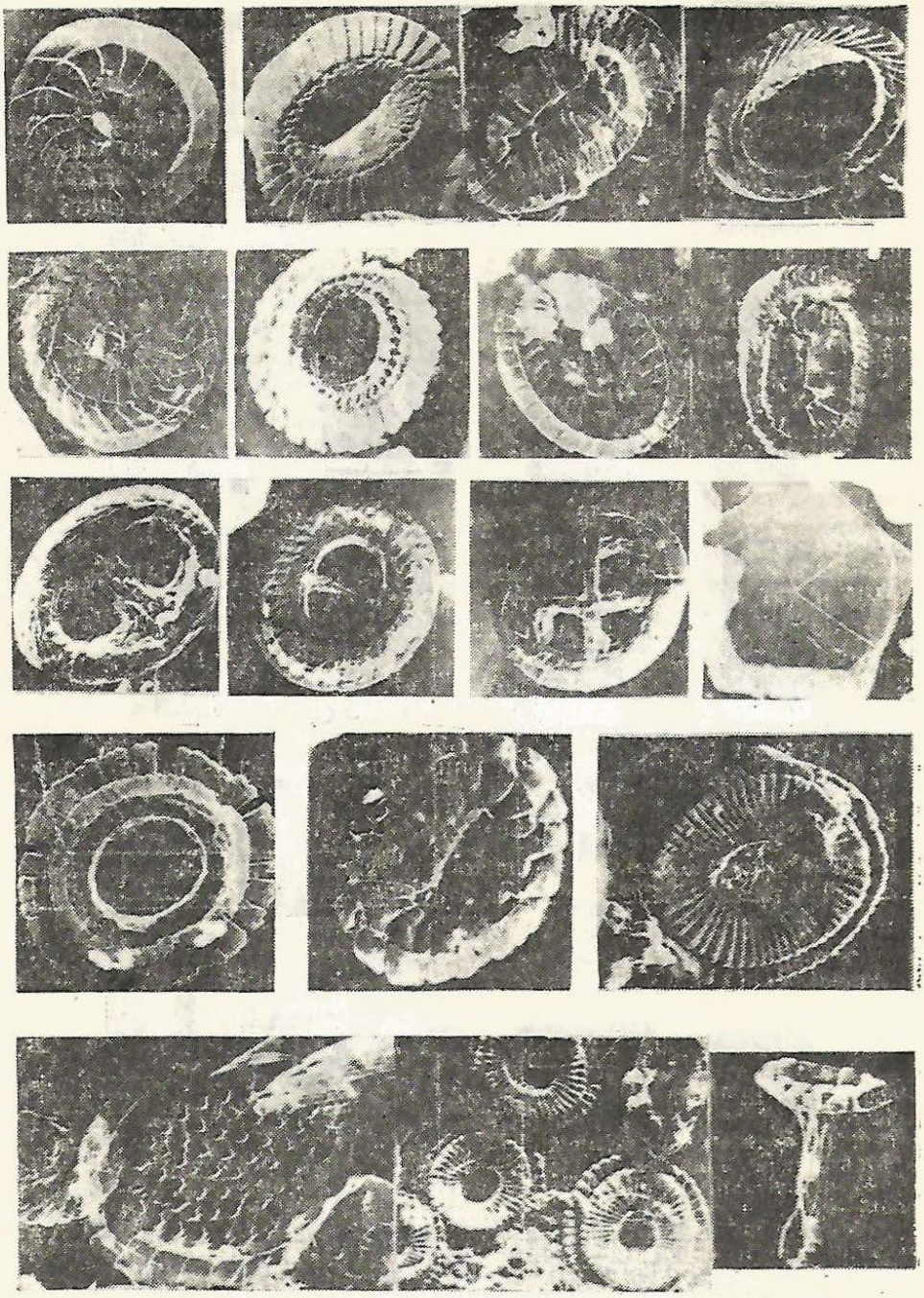
11.2.1.2. Argilitele pelagice autohtone (autigene) reprezintă sedimente formate prin precipitarea anumitor minerale direct din apa oceanului. Dintre mineralele argiloase neoformate, caolinitul, montmorilonitul și illitul caracterizează zonele erodate într-un climat cald sau tropical ; asociația illit-clorit caracterizează zonele erodate în climat temperat sau rece. În afara procesului de precipitare, se admite că unele minerale argiloase autigene se formează prin alterarea materialelor terigene depuse în aceste zone profunde. Devitrificarea sticlei vulcanice, într-un proces geochimic complex, duce la formarea montmorillonitului și a philipsitului (foarte frecvente în oceanele Pacific și Indian).

Concentrațiile remarcabile de Fe, Mn, Ti din sedimentele zonelor profunde, provin din alterări repetate ale suprafeței continentelor urmate de o antrenare a materialului în soluția apelor marine. Dintre acestea Ti este constant în toate oceanele (1,7%), în timp ce Fe, Mn, și celelalte elemente variază în fiecare ocean.

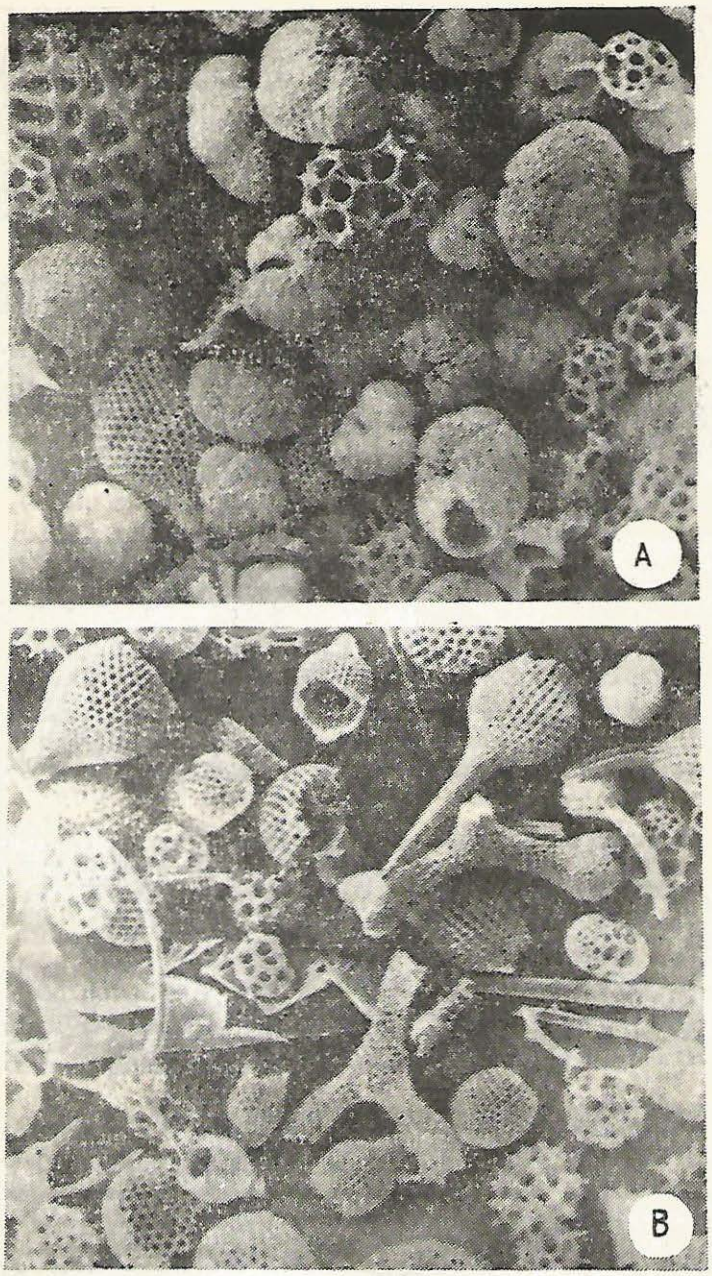
Fierul trivalent precipită sub formă de Fe_2O_3 în mediu aerat și oxigenat pornind de la complexe chimice unde hidroxidul coloidal este în



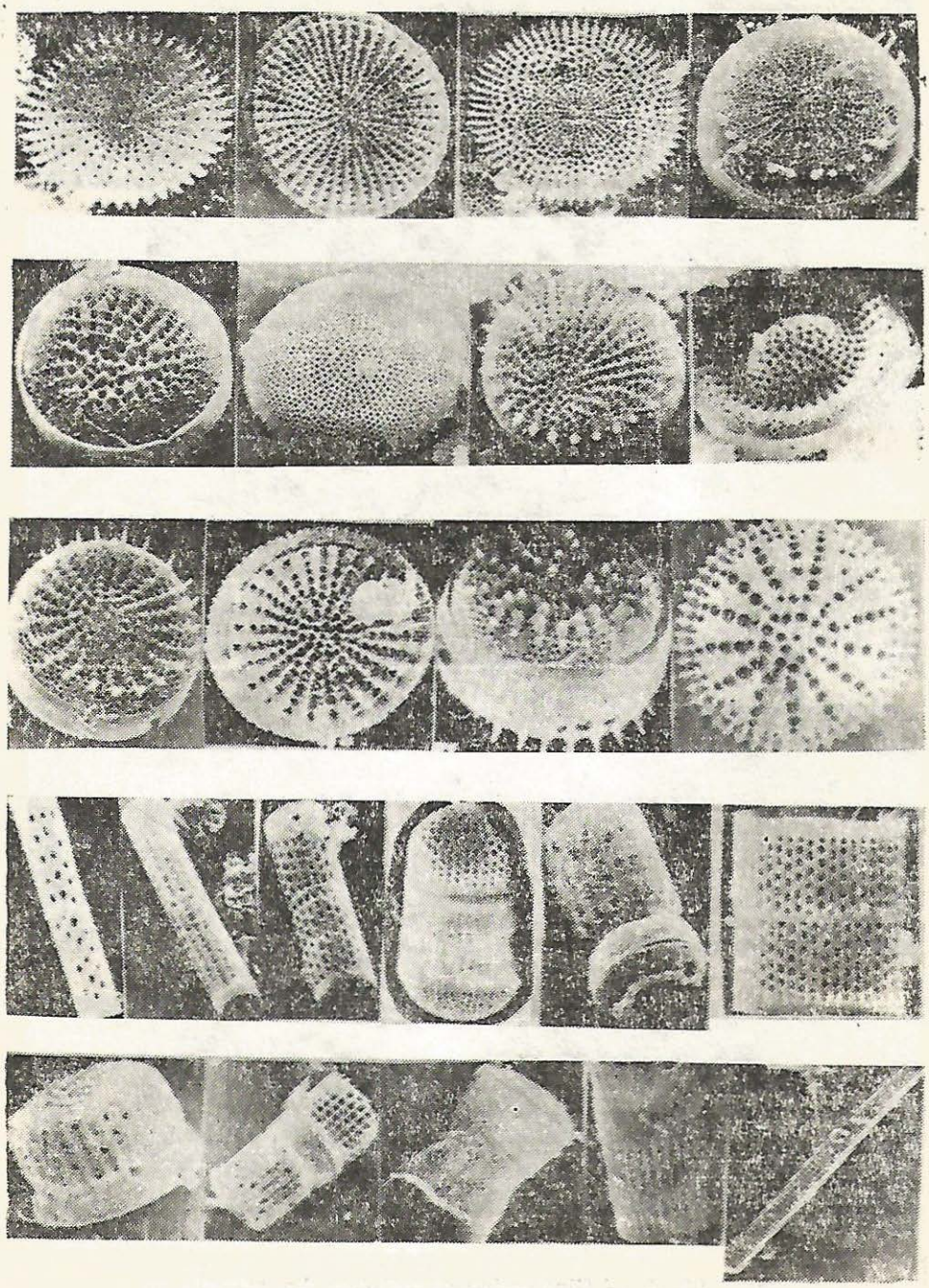
Planșa 11.1. Pteropode (Fig. 1—3. Creseis, acicula, Fig. 4—11. Creseis virgula, Fig. 12—16. Limacina trochiformis, Fig. 17—21. Limacina inflata, Fig. 20—23. Clio piramidata, Fig. 24. Clio teschi), din mîlurile actuale cu Pteropode din Mediterana (în fața coastei Libiei).



Planșa 11.2. Coccolitoforidee din mîlurile calcaroase (M. Black, 1971).



Planșa 11.3. A — Glodigerine și radiolari din mîlurile cu globigerine de pe fundul Oceanului Pacific de W — 2850 m ; B — Radiolari din mîlurile cu radiolari de pe fundul Oceanului Pacific de West — 3950 m (Seibold, 1973).



Planșa 11.4. Diatomee din mîlul cu diatomee neozoice din Marea Neagră (D.S.D.P., XLII/2 1975).

ansambluri organice. Culoarea roșie a unor sedimente din zonele profunde rezultă din veritabila ploaie de material oxidat din păturile superioare ale coloanei de apă care apoi precipită. Fierul bivalent se asociază cu Mn și migrează în medii ușor oxidate. Ele ajung apoi la individualizarea unui precipitat complex Fe_2O_3 și MnO_2 incluzînd adeseori și microorganisme (J. Greenslate, 1975).

Conținutul în Mn este în corelație directă cu cantitatea de CO_2 din soluție și cu diminuarea CO_3Ca care se manifestă sub zona de compensație a carbonaților. La 6000 m adîncime, cea mai mare parte a testurilor este dizolvată. Dizolvarea începe să fie importantă încă de la 4000 m.

Se știe că apa mării este aproape saturată în Mn și Fe. Aporturile suplimentare determină precipitarea sub formă de particule coloidale hidratate. În cursul sedimentării, străbătînd coloana de apă, particulele coloidale atrag și alte elemente. Ajunse pe fundul bazinelor, ele se fixează pe anumite obiecte.

În multe zone profunde, cu rată de sedimentare mică, sau unde există curenți de fund puternici care împiedică sedimentarea, conținutul de metale se depune sub formă de noduli polimetalici. Izotopii radioactivi de Ra Th din sedimentele oceanice dau posibilitatea să se stabilească o anumită cronologie a formării nodulilor și a matricei care îi conțin, indicînd totodată viteza de creștere a nodulilor (1 mm/1000 ani în zonele profunde 1—100 mm/1000 ani pe pantele continentale și în apele puțin adînci).

Formarea nodulilor este încă discutată ; unii autori susțin un proces îndelungat de depunere a Mn-ului autigen ; alții, susțin precipitarea rapidă a oxidului de Mn coloidal în vecinătatea exhalațiilor vulcanice submarine. Ca un contraargument se subliniază faptul că apar noduli în regiuni nevulcanice, sau faptul că nodulii pot lipsi în zone cu vulcanism puternic. Pretutindeni suprafața externă a nodulilor ca și masa sedimentară în care sînt incluși, au structură organică (J. Greenslate, R. Hessler, H. Thiel, 1975).

În ceea ce privește originea Mn, se admite originea vulcanică, dar cantitatea de Mn vulcanic nu ar fi suficientă pentru a explica conținutul ridicat al nodulilor. Manganul provenit din alterarea rocilor continentale și transportat în apa mărilor și oceanelor ar justifica aceste cantități existente în noduli. La aceasta s-ar adăuga Mn provenit din resturile organice și din alte surse.

Concentrația în diverse elemente variază foarte mult de la un ocean la altul, sau chiar în cadrul aceluiași ocean (Tabel 3.1).

Pe fundul oceanelor precipită continuu oxizi de Mn coloidali care modifică sedimentele existente prin adăugire de ioni suplimentari, dar concrețiunile de Mn nu se formează decît acolo unde există sîmburi din particule de roci sau particule organice (dinți de pești, oase otice de balene etc.) în jurul cărora să se acumuleze Manganul). Unii noduli sînt lipsiți de sîmburę dar au către centrul lor un conținut mai ridicat de siliciu, sau în locul sîmburelui apare un gol arătînd că sîmburele s-a dizolvat după depunerea crustei de oxid de mangan.

Nodulii se află la suprafața sedimentelor marine, avînd un procent mai mare de Mn decît de Fe, deoa ece Mn-ul difuzează prin sedimentele

de pe fundul oceanului și în condiții reducătoare, poate fi antrenat din nou în soluție. Pentru Fe, această posibilitate este limitată. Soluția de Mn ajunsă la suprafața sedimentelor, reoxidează, făcînd ca Mn să precipite sub formă de pelicule pe nodulii existenți, sau pe sîmburii existenți dînd noduli noi. După acoperirea lor cu sedimente nodulii se dizolvă (condițiile devin reducătoare). Mn migrează spre suprafață, urmînd o nouă precipitare concomitentă cu a fierului (în cantități mai mici). Așa se explică existența nodulilor numai în partea superioară și mai ales la suprafața sedimentelor.

Forma nodulilor este în general variată (Planșele 11.5, 11.6) dar constantă pentru fiecare zonă de apariție. Sîmburele influențează aspectul general. Adesea se găsesc sub formă de agregat (noduli separați care au concrescut). Mărimea variază între cîțiva mm la peste 1 m (300—800 kg). Cei mai frecvenți au dimensiuni de 2—5 cm, ceea ce constituie un avantaj pentru extracția lor pe cale hidraulică.

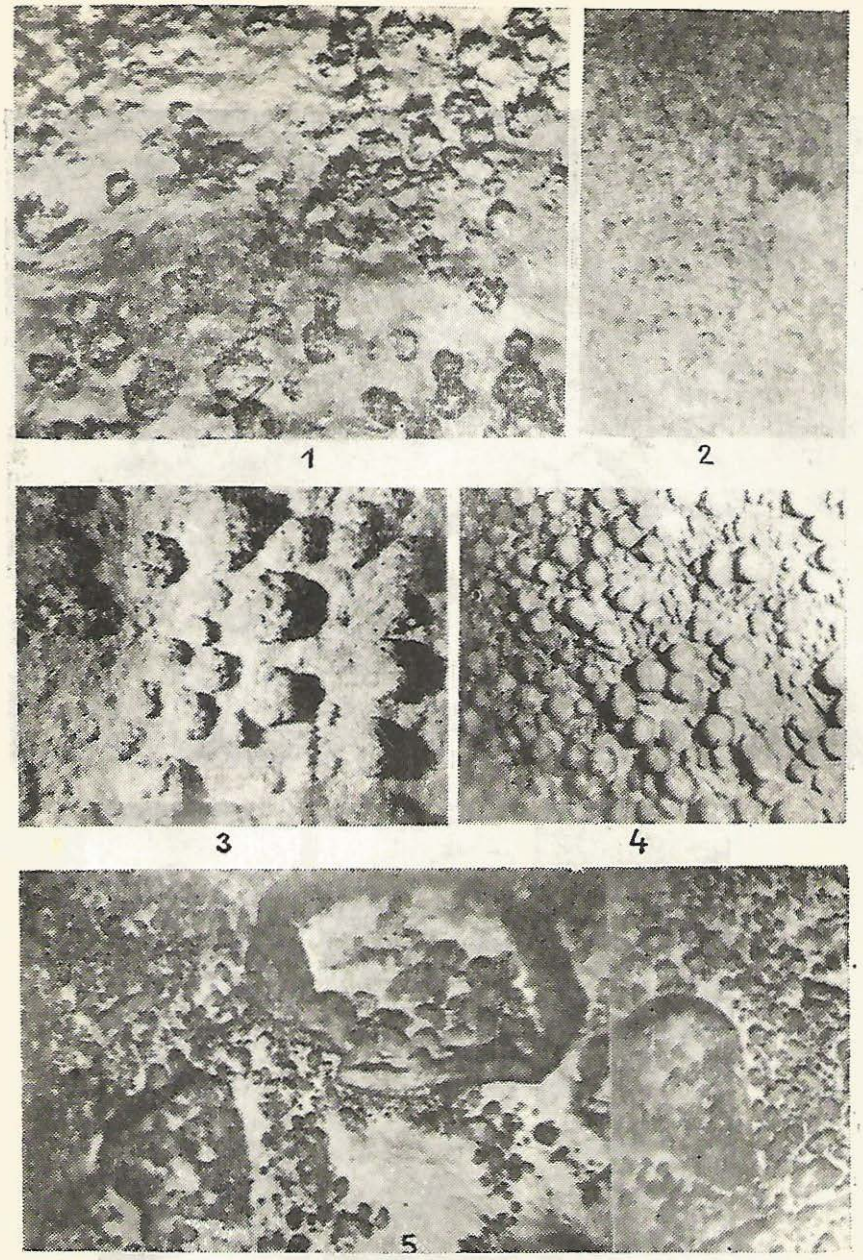
Frecvent nodulii de Mn apar asociați cu silice autigenă, cu cationi de Al, Na, Mg, Ti, Cu, Co, V, P, Ba sau cu baritină precipitată (SO_4Ba). Prezența baritinei este controlată de productivitatea organică a apelor (Radiolari ,Diatomee, foarte rar organisme bentonice). Nodulii cu procent ridicat de metale rare (Ni, Co, Cu) sînt frecvenți în zonele abisale inferioare (6000—8000 m) împreună cu mîluri cu radiolari (1—2% din sedimentele fundurilor oceanice), mîluri în care conținutul în $CaCO_3$ nu depășește 4% și în mîluri cu diatomee (9% din sedimentele fundurilor oceanice), localizate în regiunile reci circumantarctice, nord Pacifice) al căror conținut în $CaCO_3$ este numai de 2,7%.

11.2.1.3. Argilitele pelagice alohtone (terigene) conțin sub 3% resturi organice. Culoarea lor este brun-roșcată datorită oxidării materialului în timpul decantării prin păturile superioare ale stratului acvifer. Sursa materialului este continentală detritică, uneori amestecată cu pulbere vulcanică și decantate pe parcurs. Rata de sedimentare este foarte mică (1—2 mm/1000 ani) limitînd apariția acestor sedimente mai ales în zonele abisale inferioare (6000—8000 m adîncime).

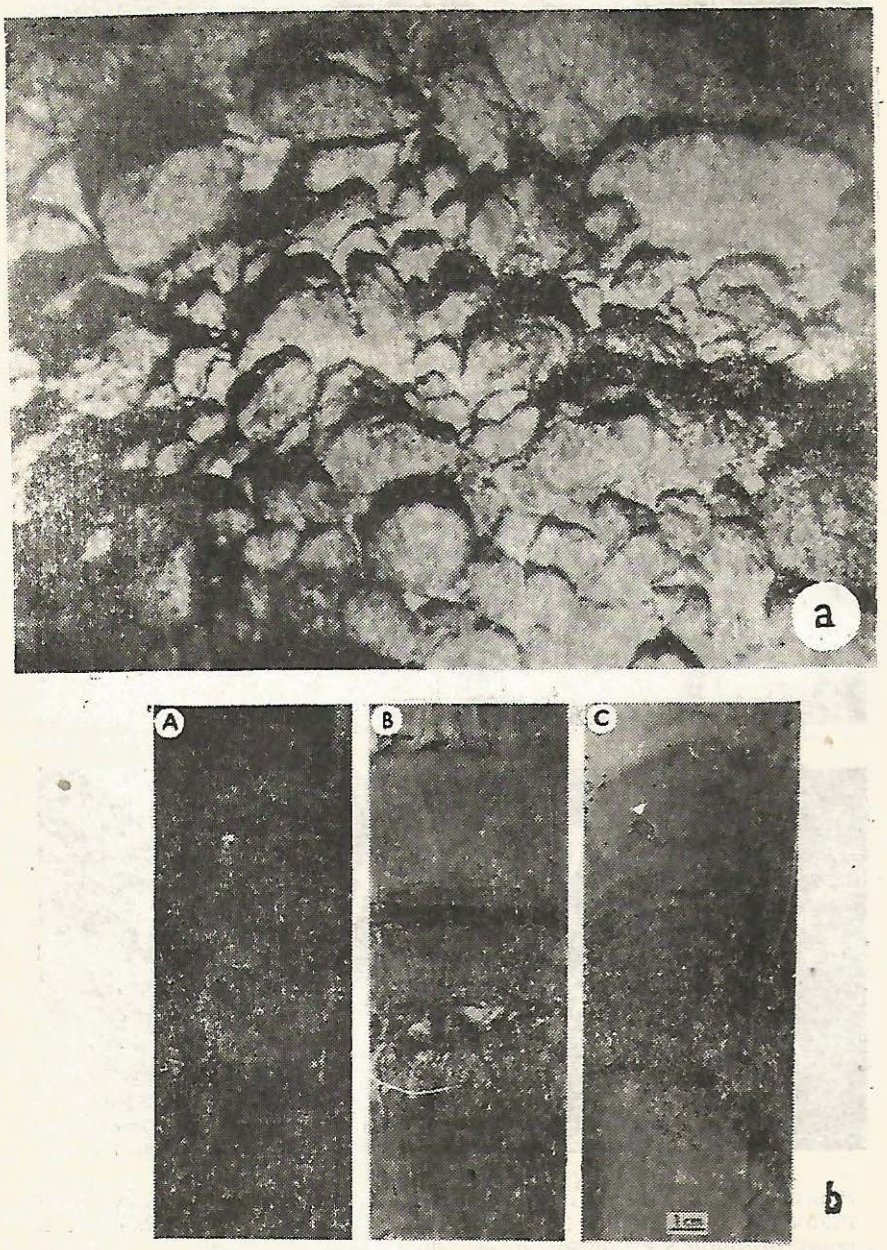
11.2.1.4. Argilitele pelagice alohtone modificate prin adăugirea unor ioni suplimentari, corespund zonelor de formare a nodulilor. Prin difuziunea cationilor diverselor metale se schimbă chimismul și structura inițială a sedimentului.

11.2.1.5. Lutitele calcaroase, întîlnite în zonele abisale superioare (1500—6000 m) provin din pulberi foarte fine calcaroase, rezultate din dizolvarea scheletelor microorganismelor ; pulberile nu depășesc niciodată dimensiunea de 6 microni, dimensiuni la limita cu coloizii și care fac ca pe lîngă materialul clastic, transportat în suspensie, să precipite și o parte din coloizi (∅ 10^{-5} 10^{-7} cm), aflați în soluție. În felul acesta radicalul cationic CO_3 se poate combina cu fierul (siderit), cu Mg (dolomit), cu Ca (calcar) făcînd să apară nuclee consolidate în masa de lutite calcaroase sau nuclee de SiO_2.

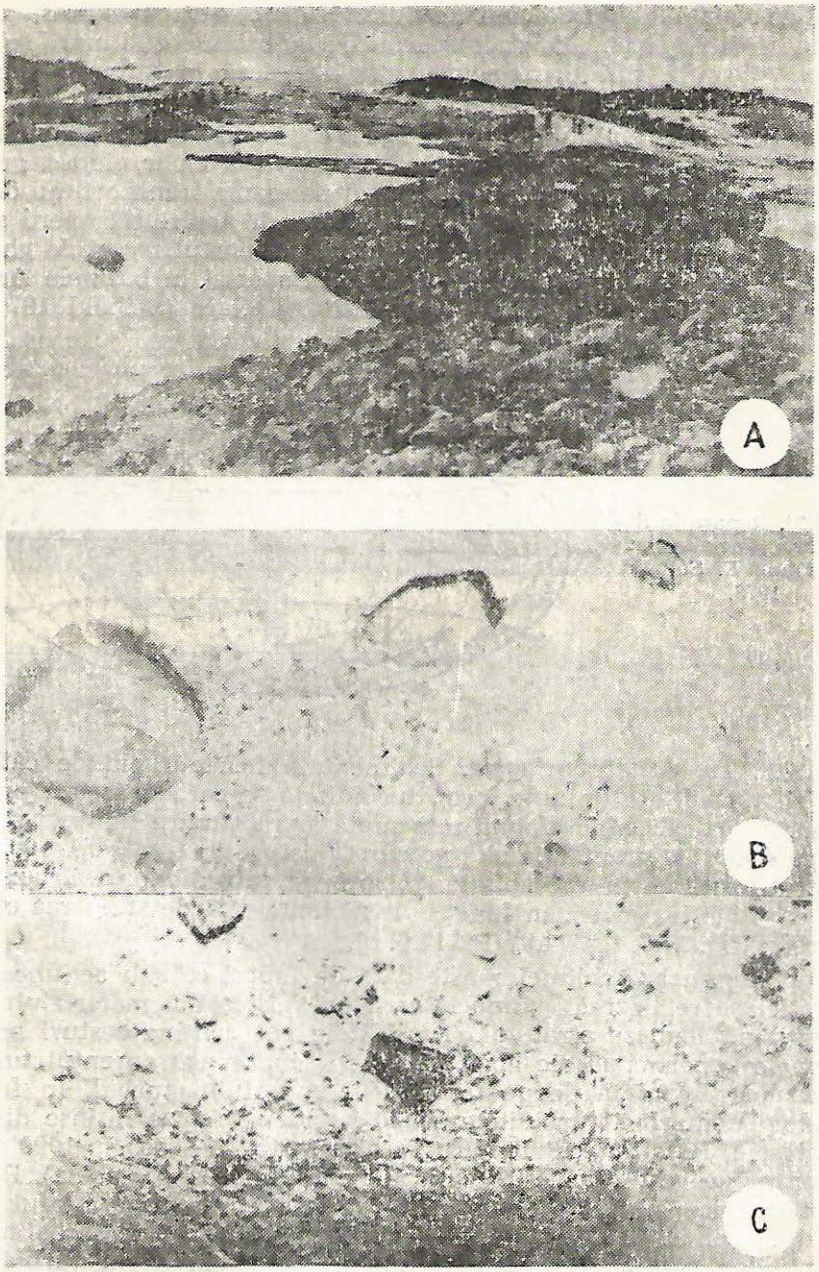
11.2.1.6. Materiall vulcanic, provenit din explozii vulcanice puternice pe continent sau pe mare, poate da naștere unor sedimente cu răspîndire locală. Rata de sedimentare a lor este relativ mare în raport cu depunerile prin decantare a lutitelor și argilitelor, încît formarea inter-



Planșa 11.5. 1 — Noduli de Mn ocazionali cu contur neregulat. Blake Platou 808 m adîncime ; 2 — Noduli din Bazinul Bellingshausen. De notat prezența Celenteratelor la 3981—4825 m adîncime ; 3 — Noduli neregulați din Pacificul de Est 4202 m adîncime ; 4 — Noduli cu suprafața netedă din zona fosei Peru — Chile 4529 m adîncime ; 5 — Cruste și noduli de Mn din colinele abisale din zona Bermudelor 4700 m adîncime (Heezen și Hollister, 1971).



Planșa 11.6. A — Blocuri de lavă acoperite de cruste de Mn ; Platoul Manihiki 2610 m adîncime ; B — Turbidite pelagice (nisipuri și silturi intercalate în mîlurile abisale) Marea Mediterană (D.S.D.P., XIII, 1972)



Planșa 11.7. A — Material de morenă depus pe țărmul insulelor arctice comparativ cu B — fragmentele de roci găsite alături de nodulii polimetalici (2825 m adîncime în bazinul Bellingshausen Oceanul Înghețat de Sud ; C — sau aceleași fragmente de roci transportate de ghețari și depuse la topirea eisbergurilor pe dorsala Marie Byrd Land-Antarctic rise (Heezen și Hollister, 1971).

calaţiilor de tufuri vulcanice pot servi ca repere stratigrafice. În general stratul de cenuşe din apropierea centrului de erupţie este mai grosier, incluzînd adeseori fragmente de roci vulcanice ; la distanţe mai mari, se depun prafuri vulcanice fine (care adeseori se alterează în timpul decantării), amestecate cu materialul terigen.

11.2.1.7. Materialul de origine glaciară. În zonele abisale apar uneori cantităţi remarcabile de nisip, silt sau chiar pietriş, grohotiş, a căror provenienţă nu poate fi pusă decît pe seama transportului de către gheţari şi eisberguri. Aceştia, ajunşi în zona de topire, îşi pierd sarcina sedimentară ce cade pe fundul oceanelor. Transportul masei de ghiaţă se realizează de către curenţii de suprafaţă. În special în bazinele Arctic şi Antarctic sînt frecvente astfel de depozite glaciare (Seibold 1978) (fig. 11.21) (Pl. 11.7).

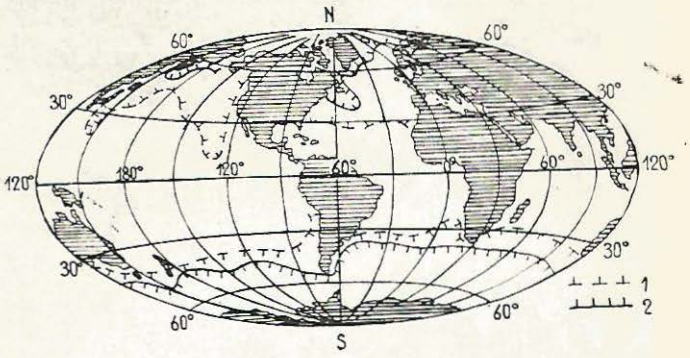
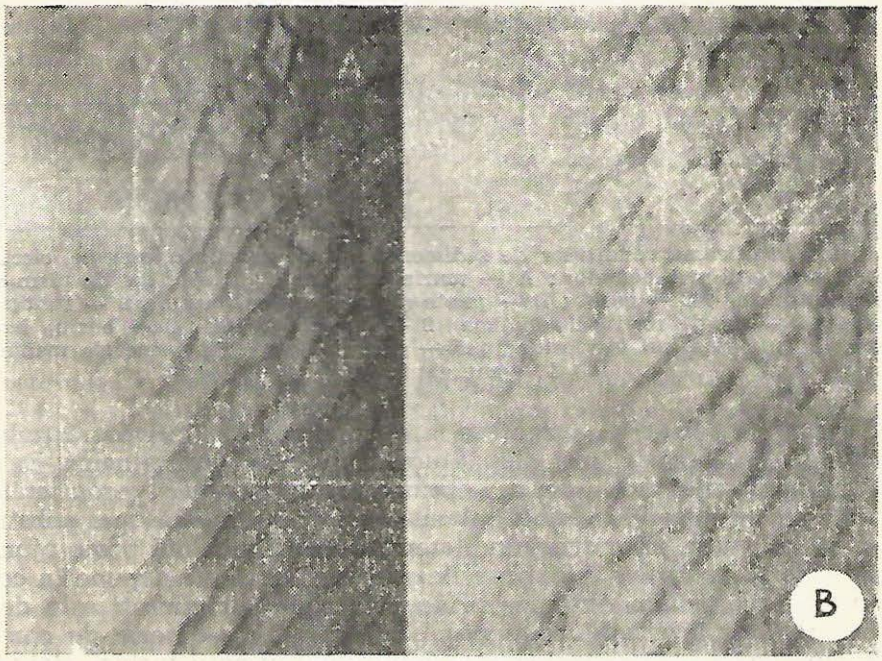


Fig. 11.21. Reparaţia depozitelor glaciare actuale. După E. Seibold, 1978.

11.2.2. *Turbiditele pelagice*. Sedimentate foarte rapid de către curenţii de turbiditate (minute, ore), turbiditele se caracterizează prin granoclasare verticală, microfaună remaniată şi răspîndire limitată. Se prezintă ca strate cu granulaţie mai grosieră (nisip, silit ∅ = 0,1—0,01 mm) interstratificate cu mîluri abisale. Grosimea turbiditelor variază de la cîţiva cm la cîţiva metri, în funcţie de distanţa faţă de stingerea curenţilor turbizi (fig. 11.8, fig. 11.9) (Pl. 11.6. b).

Caracteristica turbiditelor este dată de faptul că sub acţiunea forţei gravitaţiei se realizează granoclasarea pe verticală a materialului, cel grosier stînd la baza stratului. Turbiditele pot conţine resturi organice din zonele superficiale ale apei prin care se propagă curentul turbid şi microfauna remaniată de pe tot traseul curentului turbid. În faţa canioanelor submarine, turbiditele ocupă suprafeţe foarte întinse din cîmpiile abisale. Rata de sedimentare variază între 10—200 cm/1000 ani (în Mediterana de vest 20 cm/1000 ani, atît cît să îngroape o sticlă). Particulele milimetrice (nisipul) se sedimentează în cîteva minute, praful şi materialul precoloidal (0,1—0,01 mm) în cîteva ore. Granoclasarea este dependentă deci de dimensiunile particulelor, viteza curentului turbid, greutatea specifică a materialului care conduc la ordonarea materialului pe verticală (graded bedding).

Bouma a arătat că o secvenţă completă a unui depozit de tip turbiditic conţine în bază material grosier granoclasat, un interval inferior cu laminaţie paralelă, un interval cu laminaţie convolută, un interval supe-



Planșa 11.8. A — Urme organice (bioglife microconuri și adîncituri la adîncimea de 1061 m din Marea Roșie) ; B — Rippluri de curent la adîncimea de 3347 m pe creasta Oceanului Pacific de Sud (Heezen și Hollister, 1971).

rior cu laminație paralelă și intervalul final cu material fin fără structură (fig. 11.9).

11.2.3. *Conturitele*. Sînt sedimentate în etape de timp mai îndelungate de către curenții de densitate ; au microfaună remaniată și o sortare granulometrică foarte bună. Ajung pînă la 10 m grosime avînd frecvent pînă la 500 lamine siltitice de maximum 1 cm grosime. Laminele conturează o structură încrucișată și uneori reprezintă veritabile aglomerări de minerale grele.

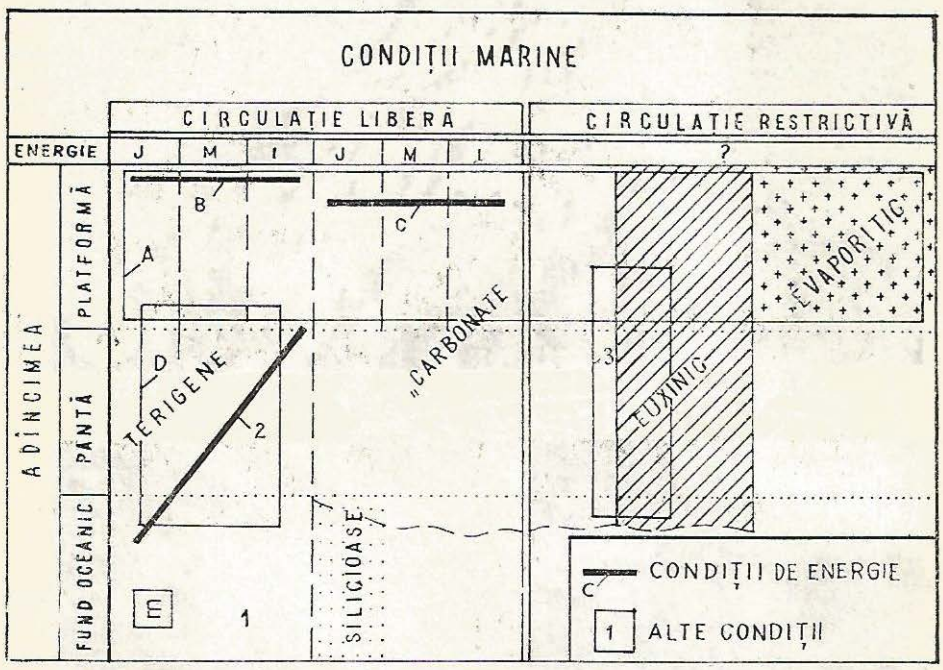


Fig. 11.22. Clasificarea condițiilor de sedimentare după adîncime, energie, circulație și caracterul sedimentelor : A — marin superficial ; B — linie de țărm și platforma internă ; C — recifi ; D — panta și baza pantei marine ; E — funduri oceanice ; 1 — argile roșii de adîncime ; 2 — curenți turbizi ; 3 — bazine izolate (medii euxinice sau evaporitice) ; J — energie joasă ; M —energie medie ; I — energie înaltă.

Curenții de densitate urmăresc în general partea inferioară (talpa) marginilor continentale, mai ales latura occidentală a bazinelor. Ei nu transportă decît particule fine, care prin difuziune modifică proprietățile optice ale apelor (stratul nefeloid) plasat la cîțiva metri deasupra substratului pînă la 200 m. Prin difuziune laterală stratul nefeloid poate ajunge pînă în centrul bazinului. Acest nor de suspensii se poate depune în contact cu fundul oceanic. Acțiunea principală a acestor curenți este de a modifica relieful glacisului continental, alcătuit dintr-o serie de conuri și delte abisale la capătul canioanelor folosite de curenții turbizi. Reluînd particulele fine (2 microni) depuse la baza pantei de curenții turbizi, curenții termofili (= de densitate) le redistribuie uniformizînd relieful și sortînd dimensional materialul (strate numai de silturi, argilite etc.), lăsînd

totodată și numeroase urme de curenți de tipul ripple marks, pe suprafața stratelor (Pl. 11.8. B).

Conturitele apar deci ca strate uniforme grannulometric, răspîndite pe suprafețe foarte mari, cu material heterogen, alohton, cu urme de curenți și material organic remaniat.

11.2.4. *Conținutul în materie organică* al sedimentelor abisale este foarte scăzut (sub 1%). Se ajunge la procente mai ridicate în depozitele turbiditice cînd materia organică este repede îngropată altfel materia organică este utilizată ca hrană de organismele bentonice limivore. Unele bazine închise sau sectoare din oceanul larg izolate morfologic, cu circulația restrictivă, au deficit de oxigen ceea ce împiedică dezvoltarea vieții bentonice ; în acest caz materia organică provenită din păturile superioare de apă se conservă ; se crează mediu euxinic (fig. 11.22) ajungînd chiar să se bituminizeze materia organică (ex. Marea Neagră). Cînd fundurile oceanice sînt prea adînci pentru ca să se mai depună sedimente biogene, sau cînd materialul terigen transportat de-a lungul fundului oceanic este nul, se depune numai o ploaie fină de sedimente terigene, oxidate în păturile superioare ale mesei de apă (argilite pelagice alohtone), supranumite argilele roșii ale zonelor profunde.

11.2.5. *Zone lipsite de sedimente actuale.* Pe unele zone sedimentele actuale lipsesc, carotele sau bodengreiferul scoțînd direct depozite pleistocene sau pliocene, uneori chiar cretacice. Acțiunea curenților de fund a îndepărtat și continuă să îndepărteze sedimentele neconsolidate. În zona axială a dorsalelor lipsa sedimentelor actuale se explică prin nedepunerea sedimentelor, rocile magmatice ale substratului fiind atît de recente încît nu au fost acoperite de sedimente.

11.3. **Modele de utilizare a sedimentelor vechi pentru descifrarea evoluției oceanelor.** Generalizînd cunoștințele actuale despre sedimentele de pe fundurile oceanice, se pot accepta două modele de interpretare a evoluției unui ocean : 1) sedimentare într-un ocean neoformat (150 m.a. = Jurasic) lipsit de zone de subducție (X. le Pichon, Poutot, 1976) ; 2) sedimentare într-un ocean vechi (mai vechi de 200 m.a.), înconjurat de zone de subducție (Heezen, Mek Gregor 1973).

11.3.1. *Istoria sedimentării în bazinul Nord Atlantic* (—150 m.a.). Lărgirea prin aerație în lungul dorsalei medio atlantice și afundarea continuă a bazinului, a condus la modificarea circulației apelor atît la suprafață cît și în profunzime. Probele din carote arată că la începutul evoluției bazinului (—150 m.a.), sedimentarea nu era deranjată de curenți de profunzime ; ea se realiza în ape stagnante. Nivelul de compensație al carbonaților (azi la ± 4000 m adîncime) nu era atins, adîncimea bazinului fiind în jur de 2 km : se întîlnesc foarte frecvente intercalați de calcare biogene planctonice. Situația s-a continuat și în cretacicul inferior (fig. 11.23).

În cenomanian (100 m.a.) afundarea bazinului a făcut ca nivelul de compensație să se ridice față de FOM ; sedimentele biodetritice încă nederanjate dovedind că nu apăruse curenții de profunzime. Sedimentele biogene lipsesc, nu apar decît argilite pelagice alohtone (argile roșii) sau autohtone.

La începutul neozoicului (—60 m.a.) se remarcă pătrunderea apelor reci, polare, în profunzime, declanșînd curenții de densitate ; activitatea lor este trădată de frecvența conturitelor. Regresiunea puternică de la

începutul neozoicului a provocat întinerirea cursurilor de ape continentale care au adus un imens material terigen depus în primul glacis al Oceanului Atlantic, reluat apoi parțial de la baza pantei continentale de cu-

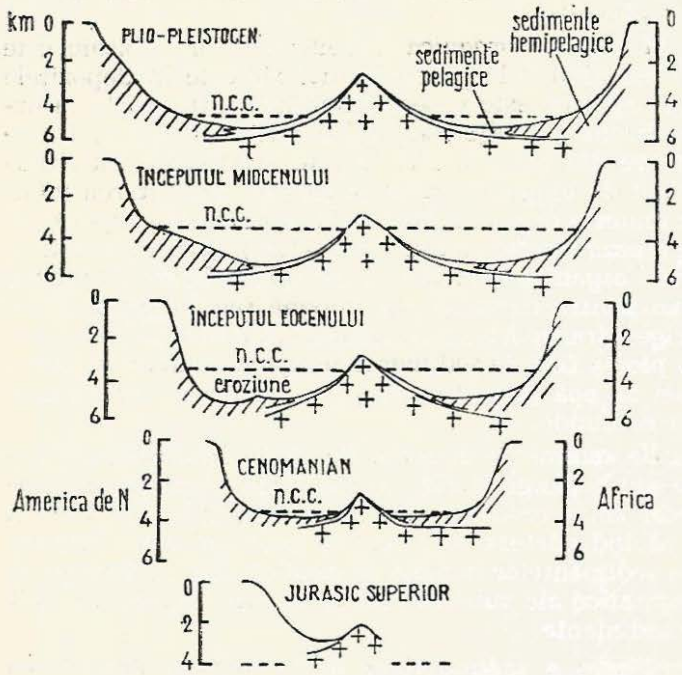


Fig. 11.23. Interpretarea sedimentării în Oceanul Nord Atlantic n.c. c — nivelul de compensație al carbonaților. După X. le Pichon, Guiy Pautot, 1976.

renții de densitate care au nivelat glacisul și au depus conturitele. Din eocen pînă în miocen (—50—15 m.a.), la curenții de densitate se adaugă frecvenți curenți turbizi, cu puternice efecte de eroziune, materialul erodat dînd turbiditele. Din mioceanul superior pînă în pliocenul superior (—15—2 m.a.) deschiderea tot mai largă a Oceanului Atlantic de Nord a făcut ca în zona FOM să fie întîlnite în afara argilitelor pelagice anorganice și organice, tot mai frecvent conturitele, iar spre periferia bazinului turbiditele. În cuaternar, sedimentarea se caracterizează prin frecvența materialului grosier adus de ghețarii care înaintau spre centrul bazinului (fig. 11.23).

11.3.2. *Evoluția sedimentării în bazinul Pacific de Nord.* Existența unui ocean Pacific larg deschis în urmă cu 200 m.a. (triasic) este dovedită prin rocile întîlnite în carotele extrase (fig. 11.15). Caracteristica acestui bazin este dată de faptul că astăzi este înconjurat de zone de subducție (fig. 11.1), în care se consumă placa oceanică împreună cu încărcătura de sedimente. El reprezintă un domeniu prin excelență al sedimentării pelagice, sedimentele terigene aduse de pe uscat fiind reținute de fose ; singurele regiuni care pot primi turbidite sînt zonele profunde din fața Alascăi și Canadei unde lipsesc fosele oceanice. Ca și în Oceanul Atlantic, sedimentarea, este dependentă de istoria reîntineririi fundului oceanic și de reechilibrarea plăcilor. Variația de vîrstă a crustei și a cuverturei sedimentare de la un sector la altul, vin în sprijinul ideii mobiliste (fig. 11.15).

Vîrsta maximă de 200 m.a., întîlnită în fața fosei Bonin-Mariane, sugerează că sectoarele cu crustă mai veche au fost consumate prin subducția plăcilor oceanice. Cuvertura sedimentară are o dublă alternanță de sedimente pelagice biogene și „argile roșii' (fig. 11.24), față de cea

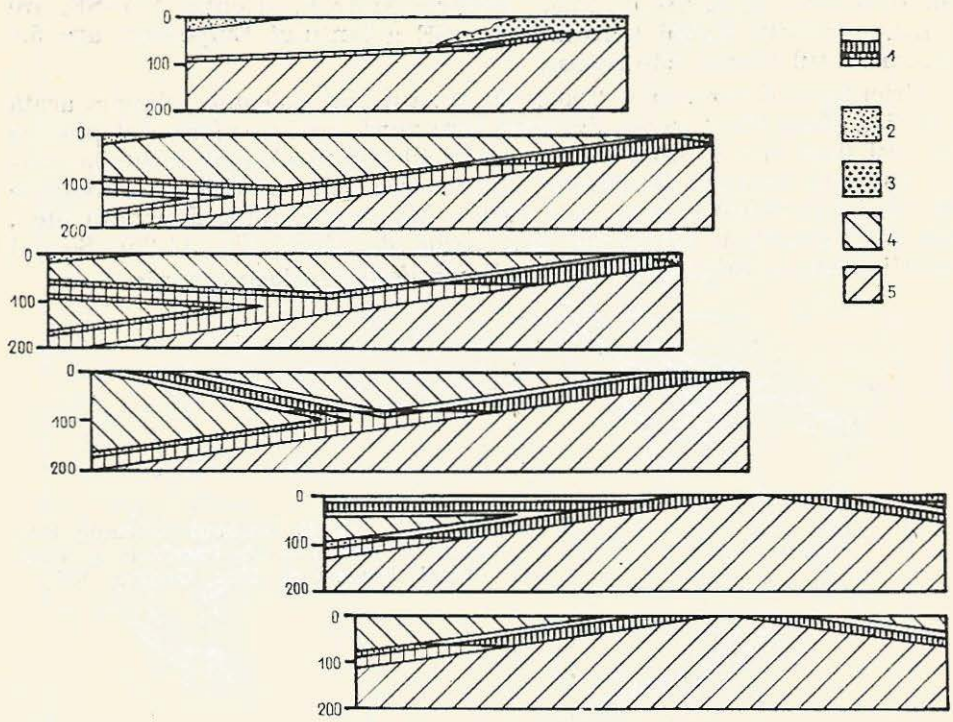


Fig. 11.24. Model de interpretare a sedimentelor din Oceanul Pacific. 1 — mîl silicos-calcaros ; 2 — ciclul calcaros cu cherts-uri ; 3 — turbidite ; 4 — argile brune abisale ; 5 — substrat bazaltic. După Heezen și Mac Gregor, 1973.

din Atlantic unde s-a întîlnit o singură succesiune biogenă — argile roșii. Explicația ar fi următoarea (Mac Gregor-Heezen, 1973) ; după formarea crustei oceanice, într-o dorsală aflată la sud de ecuator, placa a fost acoperită de o primă pătură de sedimente biogene-pelagice ; afundarea crustei sub limita de compensație, face să se depună argile roșii și argilite autohtone. A doua intercalație de sedimente biogene s-a depus în momentul în care placa oceanică, în deplasarea ei spre nord (datorată acreției din dorsală), a străbătut zona ecuatorială cu productivitate biogenă mare ; aici zona de compensație mai coborîtă, a permis să se depună a doua intercalație biogenă : depășind ecuatorul, productivitatea biogenă scade, limita de compensație urcă mult deasupra substratului ; se vor depune din nou argile roșii, pe placa în mișcare ; local ele pot fi acoperite de sedimente vulcanogene (aduse de vînt din arcurile vulcanice apropiate) sau de turbidite (Alasca, Canada), și material transportat de ghețari.

Dubla alternanță a sedimentelor biogene și a argilelor roșii ar fi deci o dovadă a deplasării plăcii Pacifice spre nord (Heezen, Mac Gregor 1973).

Deplasarea spre nord a plăcii Pacifice, este argumentată de Hezeen și Mac Gregor și prin vîrstele crustei oceanice urmărite în lungul lanțului vulcanic, submers Empereur-Hawai, care, deși apare unitar ca formă, are vîrste diferite, sugerînd ordinea formării ; sectorul cel mai nordic (Sukoi) orientat N-S, are 41 m.a. ; sectorul Midwai, orientat NW-SE, are 16 m.a. ; sectorul Kavoi (extremitatea SE a lanțului Empereur, are 5,6 m.a., iar lanțul Hawai este recent.

Orientarea diverselor sectoare ale acestui lanț vulcanic submers arată că, inițial, placa Pacifică s-a deplasat spre nord, apoi a suferit o deplasare spre vest (mai ales în intervalul de timp 40—20 m.a.), care a dus la apariția curburii lanțului Empereur. Deplasarea era însoțită de subducție spre nord (Aleutine) și spre vest (Bonin-Mariane-Filipine-Japoneză etc.), unde s-au consumat sectoarele mai vechi ale plăcii (fig. 11.25). Sensul mișcării plăcii a influențat direct sedimentarea pe placa oceanică.

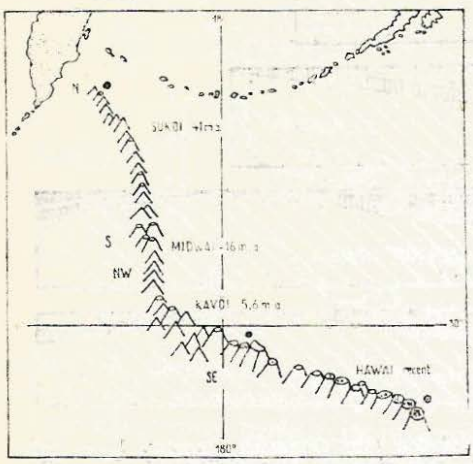


Fig. 11.25. Vîrsta lanțului vulcanic Empereur — Hawai — din Pacificul de Nord. După Heezen și Mac Gregor, 1973.

Aceste modele de interpretare a sedimentelor de pe fundul oceanelor și a formațiunilor vulcanice pot fi transpuse și pe zonele emerse, care au funcționat în trecutul geologic ca funduri oceanice de tip atlantic sau pacific, chiar dacă ele apar azi puternic tectonizate (fig. 11.26).

Descifrarea istoriei unui bazin oceanic are implicații directe, în orientarea prospecțiunilor. Cunoscînd marea importanță a sedimentelor zonelor profunde (fig. 11.27, fig. 11.28) pentru concentrațiile de noduli polimetalici ca și prezența structurilor favorabile acumulărilor de petrol la limita continent-ocean este firesc să încercăm să descifrăm evoluția oceanelor vechi — azi închise — folosind cele două modele oferite de literatură, la care se pot face completări sau modificări, atunci cînd datele faptice o permit.

Cunoașterea proceselor fizice, chimice, biologice, sedimentologice, tectonice, care se petrec azi pe fundul oceanelor ne poate crea o imagine de ansamblu asupra resurselor minerale utile ale acestor zone profunde.

Încorporarea lor în sedimente neconsolidate (nodulii) sau consolidate, ridică probleme diferite de prospectare, explorare, exploatare și preparare.

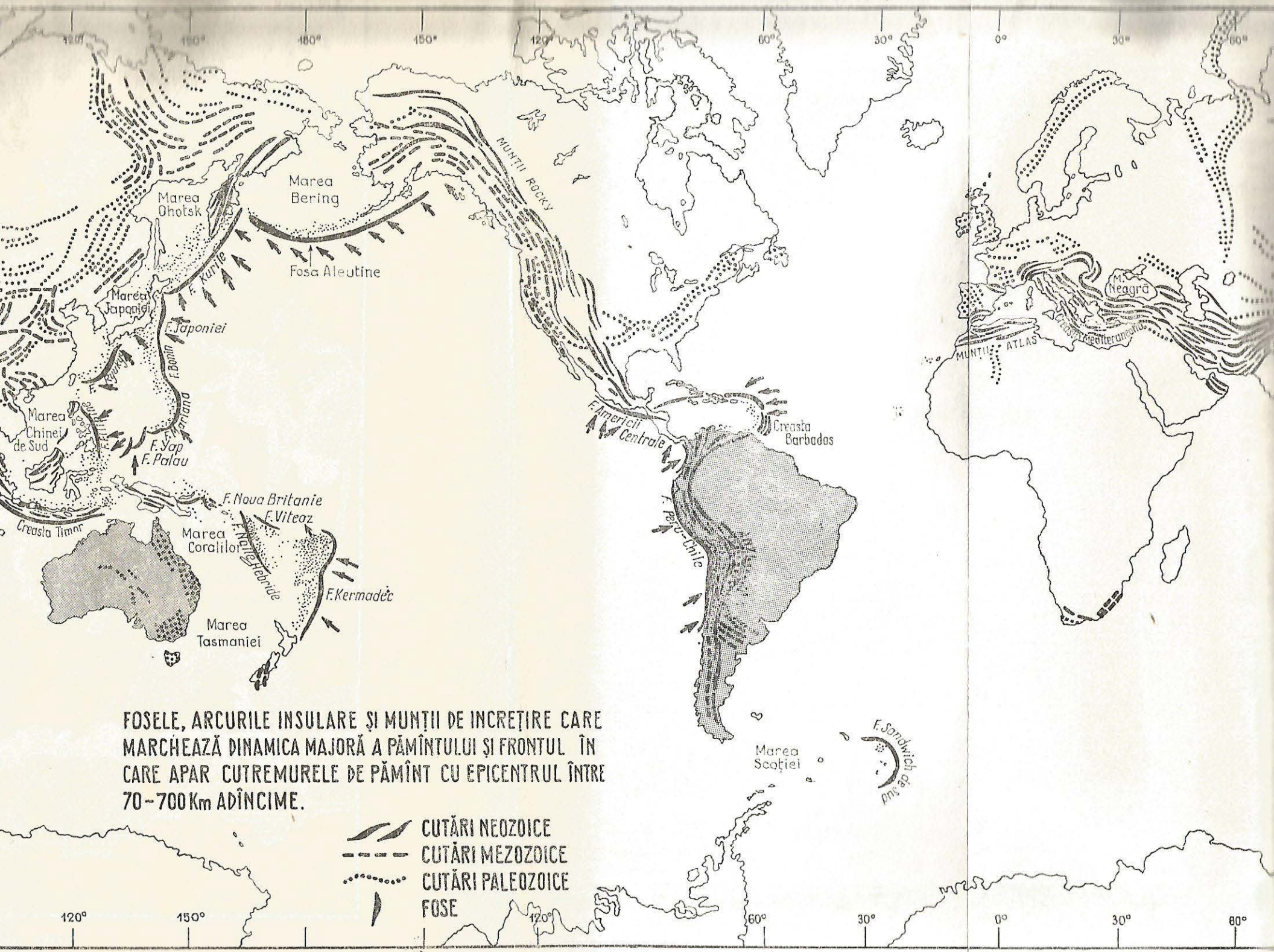


Fig. 11.26. Fosele, arcurile insulare și munții de încrețire care marchează dinamica majoră a Pământului. După Heezen și Hollister, 1971.

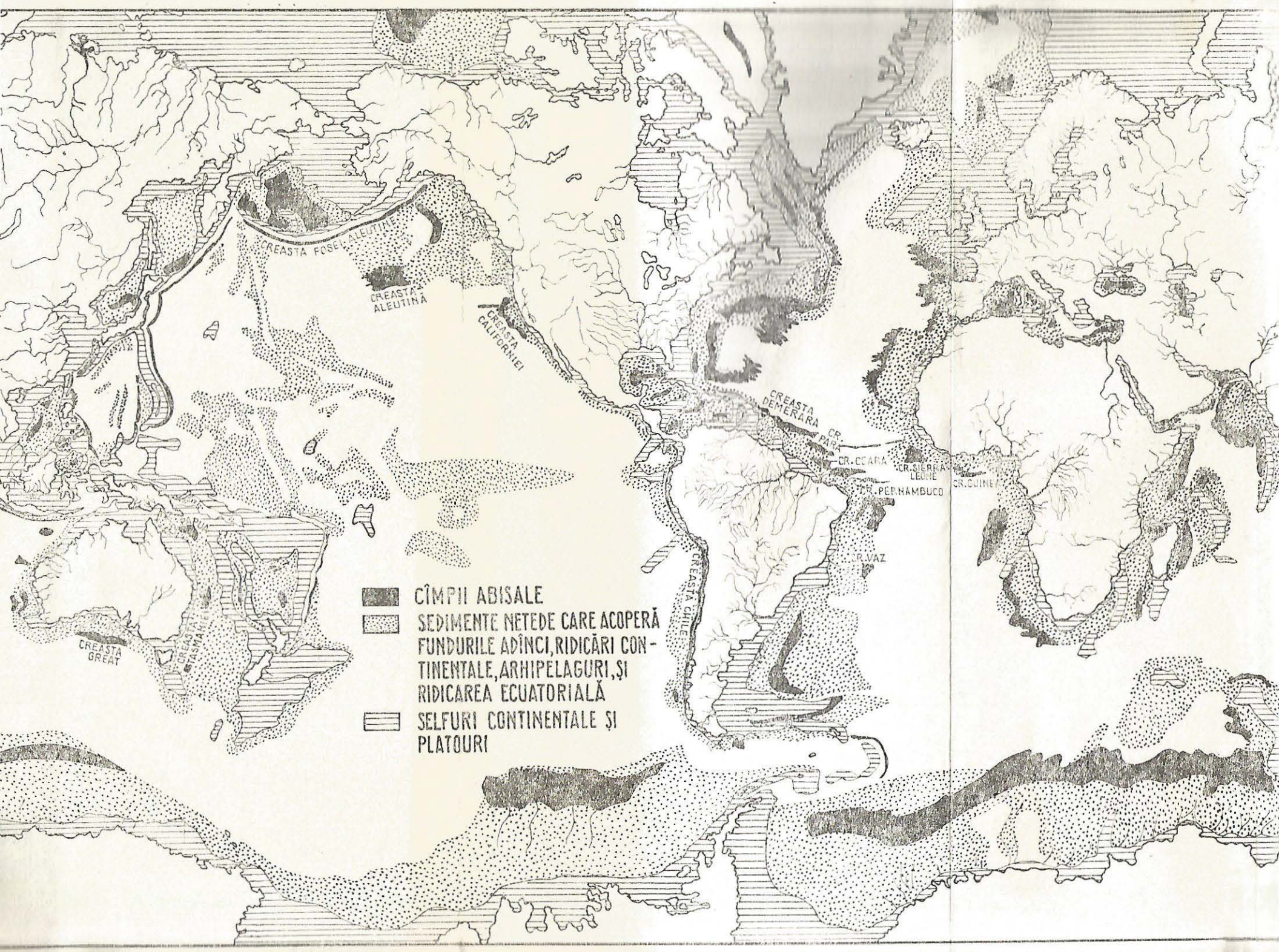


Fig. 11.27. Raportul dintre selfuri — platouri, cîmpii abisale și fundurile oceanice. După Heezen și Hollister, 1971

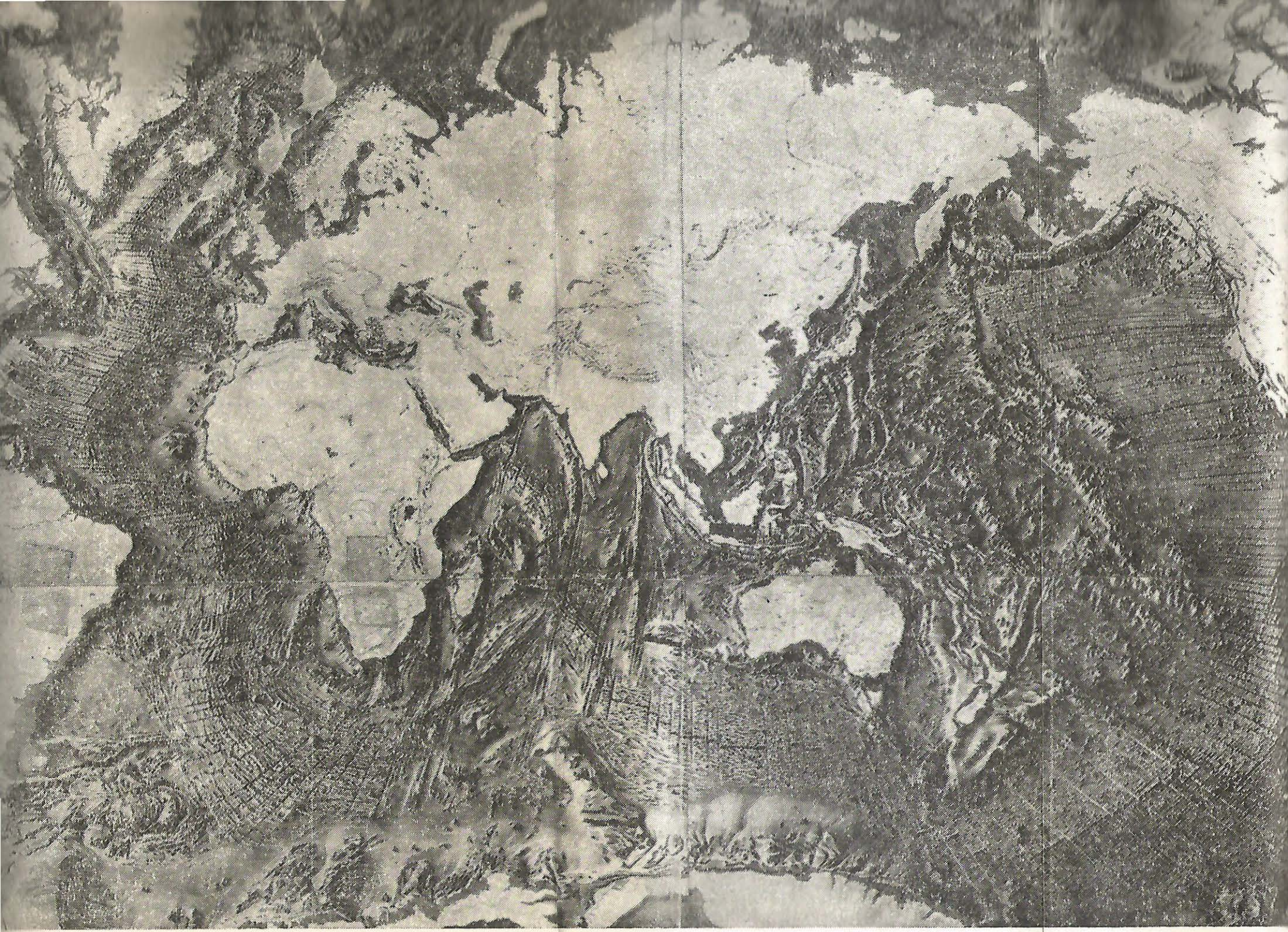


Fig. 11.28. **Imaginea Pământului văzută din satelit.**

PARTEA IV-a

12. MAREA NEAGRĂ

12.1. Date fizice

Depresiune de formă eliptică, cu lungimea maximă de 1130 km și lățimea maximă de 530 km, Marea Neagră are o suprafață de 461 000 km^2 (inclusiv Marea Azov = 18 000 km^2) și este amplasată între 40°55′—56°37′ latitudine nordică și 27°27′—41°47′ longitudine estică. Adîncimea maximă este de 2215 m ; legătura cu Marea Mediterană — strîmtoarea Bosfor — are 50 m în timp ce strîmtoare Kerci-Taman — legătura cu Marea Azov — are numai 5 m adîncime.

Marea Neagră a fost considerată o depresiune intramontană, deoarece cu excepția sectorului NV care are un relief relativ jos, uscatul din jur este muntos.

În ceea ce privește originea, există numeroase ipoteze. Dintre cele mai noi și mai argumentate, sprijinită pe datele obținute prin forajele efectuate în zonele de pante și zone profunde atît în Marea Neagră cît și în Mediterană, corelate cu ipoteza evoluției geodinamice a regiunii mediteraneene, este ipoteza emisă în 1977 de Biju Duval, K. Dercout și X. Le Pichon. Autorii arată că, prinsă între două platforme epiproterozoice — Platforma Est Europeană și Platforma Africano—Arabă—Marea Neagră a fost influențată, ca și Mediterana, de evoluția acestor două megacratoane.

12.2. Ipoteze asupra originei și evoluției Mării Negre

Urmărită în paralel, evoluția Mediteranei și a Mării Negre, se ridică întrebarea dacă crusta oceanică (bazaltică) din zonele profunde ale acestor mări interne reprezintă resturi ale Tethysului, ale Mezogeei sau este o crustă oceanică neoformată. Biju Duval et al (1977) aduc argumente convingătoare asupra existenței și evoluției Tethysului (amplasat la Nord de microplăcile desprinse din placa Africano-Arabă), precum și asupra momentului deschiderii și evoluției Mezogeei (pe spațiul dintre placa africano-arabă și microplaca Apulo-Anatoliană și a Mării Negre = pe placa Moesică cuprinsă între munții Crimeea-Caucazul Mare și munții Pontici în sud) admițînd astfel vîrsta nouă a crustei oceanice.

Amplasarea și aspectul Tethysului și Mesogeei, s-au modificat foarte mult în decursul timpului geologic. O imagine sintetică a evoluției acestor paleooceane arată că între cele două platforme majore — Est Euro-

peană și Africano-Arabă — au existat o serie de microplăci, desprinse din placa Africano-Arabă și deplasate continuu spre N, spre E și spre V. Dintre acestea cea mai interesantă este microplaca Apulo-Anatoliană care a separat Mesogea de Tethys în tot timpul din Triasic pînă la sfîrșitul Neozoicului (fig. 12.1). Desprinderea microplăcilor s-a făcut după falii

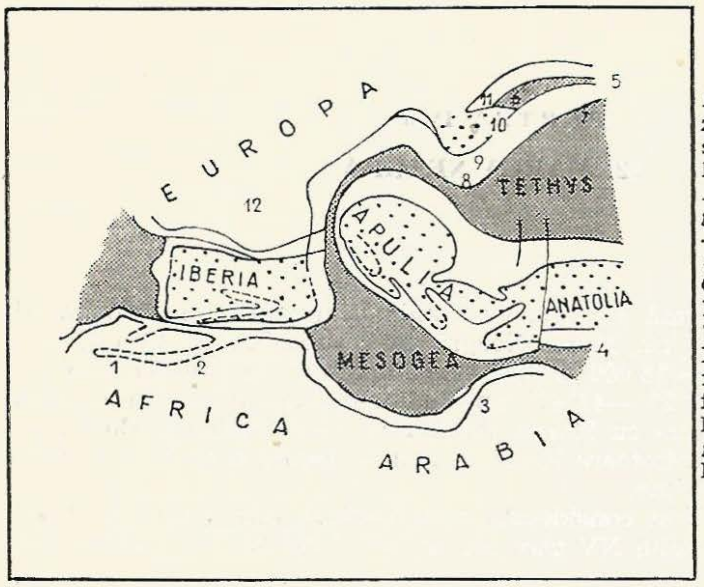


Fig. 12.1. Principalele zone paleogeografice — sintetizate la nivelul Doggerului: 1 — fosa Atlanticului; 2 — marginea nord africană; 3 — marginea levantină; 4 — Tauridele; 5 — Caucazul Mare; 6 — Proto Marea Neagră; 7 — Pontidele; 8 — Rhodope; 9 — Balcanidele; 10 — Platforma moesică; 11 — Dobrogea; 12 — Marginea sud-europeană După Biju Duval et al., 1977 — simplificat.

crustale paralele cu marginea continentală nordică a platformei Africane (fig. 12.2).

Cîteva imagini evolutive ale paleooceanelor la care ne referim au darul de a evidenția corelația dintre fenomenele geotectonice.

Astfel, în Triasic (—200 m.a.) între uscatul Apulo-Anatolian și placa Est europeană (inclusiv micro placa Moesică desprinsă din ea), a existat un ocean larg = Tethysul, cu rift median (R) și frecvente falii de compensație dintre care falia Isparta din Turcia (F_1) separa și decroșa Apulia de Anatolia. În zona ocupată azi de Mediterana se schița Mesogeea. Africa, în afara mișcării generale spre nord, se deplasa și spre vest. Actualul ocean Atlantic nu se deschisese. În uscatul care ocupa zona atlantică, apar falii crustale (F_3) viitoare rifturi continentale ce vor provoca prin distensie deschiderea Oceanului Atlantic (fig. 12.2).

În Dogger (—165 m.a.) cele mai importante evenimente geotectonice sînt: apariția unei zone de subducție (S) în partea nordică a Tethuysului; apariția riftului în zona mediană a Mezogeei (R_1); nordul Africei se comportă ca margine continentală stabilă (M_s), apele Mezogeei și ale Tethysului invadau noi zone de uscat dînd mări marginale; în sudul continentului Nord Atlantic se deschide o altă zonă de rift (R_2) echivalentă cu actuala zonă a Caraibilor anunțînd viitoarea deschidere a Oceanului Atlantic (fig. 12.3).

În Jurasicul superior — Berriasian (—140 m.a.), evenimentele schițate în Dogger se accentuiază. Consumul plăcii oceanului

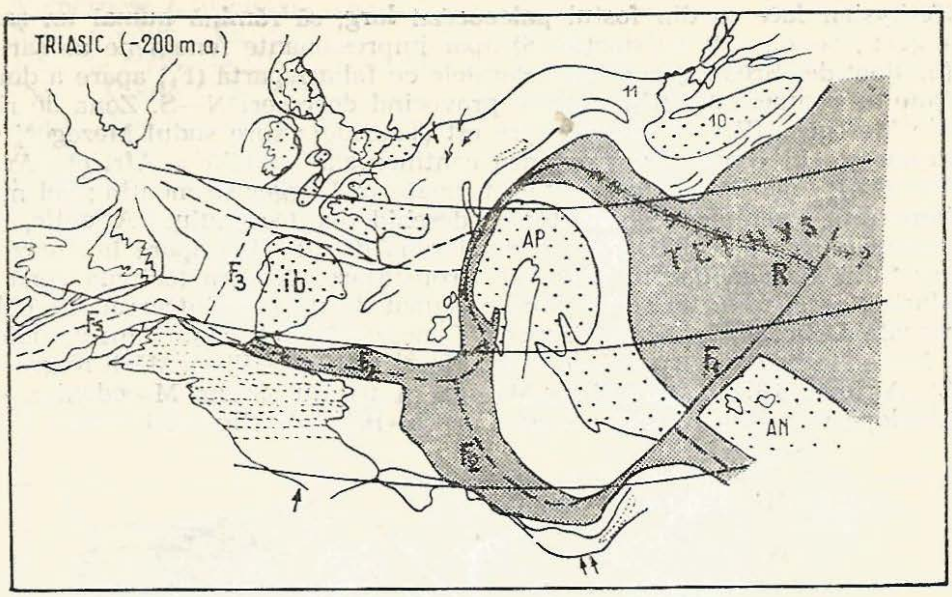


Fig. 12.2. Paleogeografia sectorului dintre placa africană și plasa europeană în Triasic (200 m.a.) ; 10 — Platforma moesică ; 11 — Dobrogea ; R rift tethysian ; F_1 — falia de decroșare Isparta ; F_2 — falii crustale mezogeene ; F_3 — falii crustale atlantice. După Biju Duval et al., 1977, simplificat.

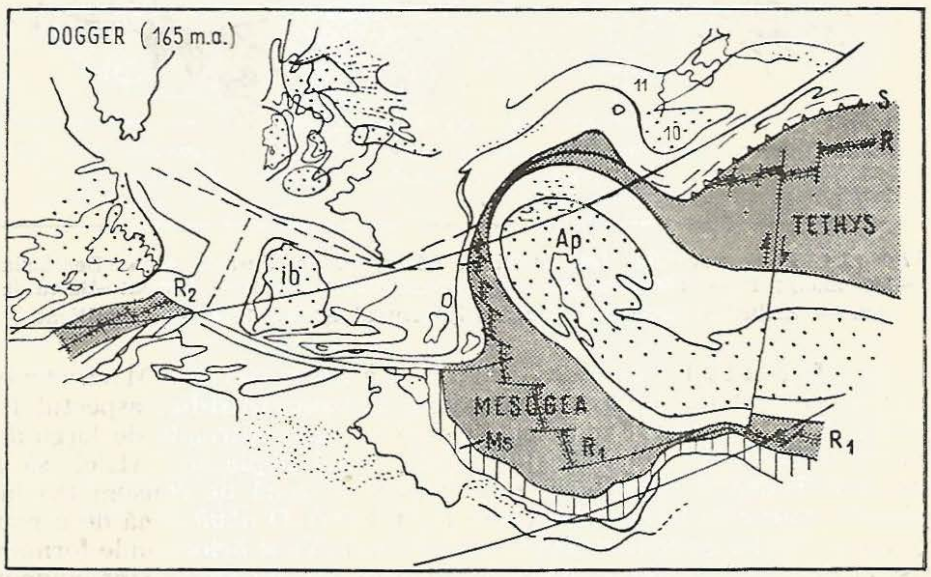


Fig. 12.3. Paleogeogfaria Tethysului și Mesogeei în Doger (—165 m.a.) ; S — zonă de subducție tethysiană ; R_1 rift mezogean ; M_s — margine continentală stabilă ; R_2 — rift atlantic. După Biju Duval et al., 1977 — simplificat.

Tethysian face ca din fostul paleoocean larg, să rămînă numai un șanț îngust ; pe zona de subducție (S) apar impresionante fenomene de șariaj (în Pontide, Srednegoride (S_r). Paralele cu falia Isparta (F_1) apare a doua falie de compensație (F_4), ambele provocînd decroșeri N—S. Zona de rift din Mesogeea (R_1), se extinde spre est (Tauride) ; spre sudul Mezogeei se urmărește în continuare marginea continentală stabilă a Africei—Arabiei (M_s); mările epicontinentale formate în Dogger se mențin ; cel mai important eveniment geotectonic, deschiderea Oceanului Atlantic, se petrece departe de Mesogea ; o nouă zonă de rift (R_3) apare în nordul uscatului Iberian (golful Biscaya). Proto Marea Neagră (actuala zonă a Mării Negre) avea un sector nordic ocupat de un șanț intracratonic (Ob) actuala Dobroge de Nord, Crimeea, Caucazul Mare), zona central-sudică a Mării Negre fiind ocupată de Placa Moesică (10) (= Placa Mării Negre — St. Airienei 1978) ; între Placa Moesică și uscatul Serbo Macedonian — Rhodope se schițează megașanțul Carpato-Balcanic (fig. 12.4).

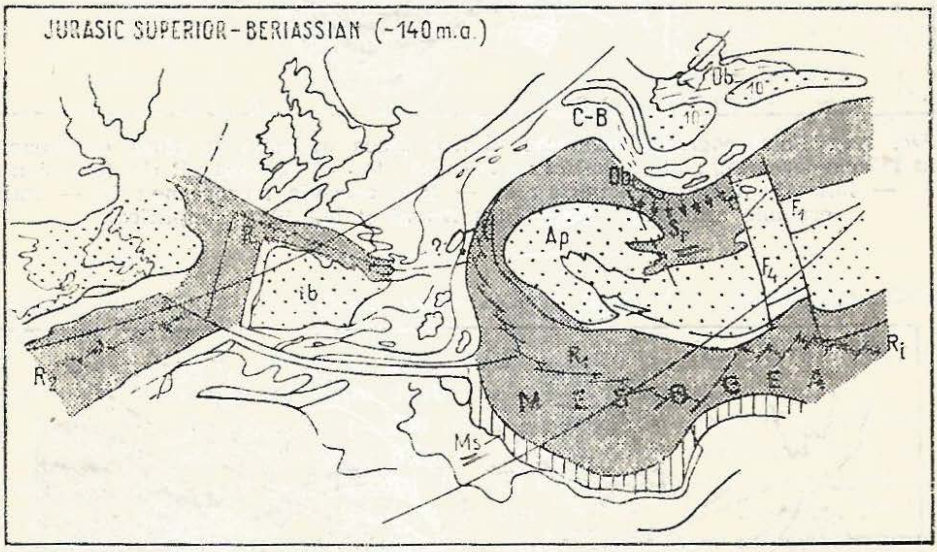


Fig. 12.4. Paleogeografia Tethysului și Mesogeei în Jurasic super-Berriasian (—140 m.a.) ; P — Pontide ; S_r — Srednegoride ; C—B — Carpato-Balcanic ; Ob — abducția ofiolitelor. După Biju Duval et al., 1977 — simplificat.

La sfîrșitul cretacicului (Caampanian-Maastrictian — (76—68 m.a.) alte noi paroxisme tectonice modifică aspectul Tethysului și al Mesogeei. Evenimentele majore sînt controlate de larga deschidere a Oceanului Atlantic făcînd ca sensul deplasării Africii să fie către est. Tethysul rămîne un șanț îngust, cu zonă de consum (S) încă activă în marginea lui nordică (zona Pontidelor). O nouă zonă de consum (S_2) apare în Mesogeea (sudul Anatoliei = zona Tauridelor) unde formarea prismei de acreție și fenomenele de obducție [1] a ofiolitelor sînt evidente.

[1] Sariajul crustei și cuverturii oceanice peste o margine continentală sau un arc insular.

Numeroase falii de compensație îmbucătățesc uscaturile apulean și anatolian ; evenimentul important al acestui interval de timp este apariția unei zone de distensie (D) cu revărsări de lave (zonă de spreading), în mijlocul Plăcii Moesice. Este momentul inițial de formare a crustei oceanice în Marea Neagră. Placa Moesică este dislocată — compartimentul NV este împins spre vest,provocînd curbarea megașanțului Carpato-Balcanic care împreună cu sectoarele din nordul Apuliei și sudul Iberiei, formau o zonă continuă de maximă labilitate tectonică cu acumulări importante de depozite de filș (Fl). Deplasarea inegală spre nord a unor compartimente din Apulia—Anatolia, ca și mișcarea spre est a uscatului Iberian a condus la curbarea lanțurilor Calabro-Sicilian, Appenini—Alpinii Occidentali, Alpii Orientali—Carpați. Mesogeea se menține în acest timp cu extindere mare (fig. 12.5).

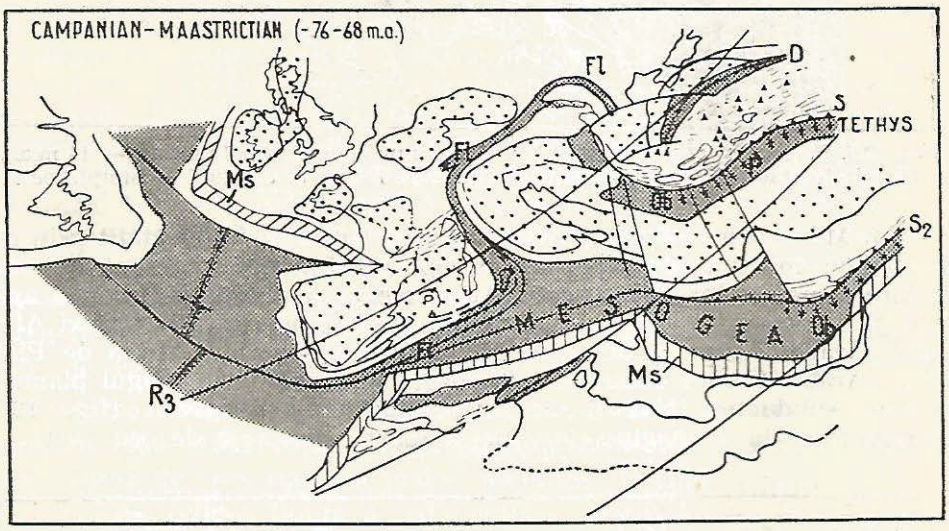


Fig. 12.5. Paleogeografia Tethysului și Mesogeei în Campanian-Maastrictian (—76—68 m.a.) ; S_2 zone de subducție a Mesogeei ; D — obducția ofiolitelor ; Placa oceanică tethysiană este complet subdusă ca și partea estică a Mesogeei (S_2) Fl — fliș. După Biju Duval et al., 1977 — simplificat.

În Lutețian (—44 m.a.), configurația se schimbă din nou. Planul de subducție (S) din nordul Anatoliei (Pontidele) și sudul Anatoliei (S_2) (Tauridele) ca și numeroase sectoare ale megașanțului Calabro—sicilian—Appenini, Alpii Occidentali, Pirinei, apar ca plane de obducție ca urmare a coliziunii dintre plăci. Decroșarea fragmentelor de uscat Apulo—Anatolian se accentuează. În actuala Mare Neagră exista un uscat (sudul Crimeei—sudul Caucazului Mare) separat de uscatul moesic printr-un sector invadat de ape. Zonele cunoscute deja ca margini continentale stabile se mențin. Deplasarea spre nord a Africei este responsabilă de șariajele, planele de obducție și îngustarea Mesogeei ; Atlanticul, mult lărgit, se deschide spre Oceanul Arctic, avînd pentru prima dată curenți de profunzime care au depus conturitele (fig .12.6).

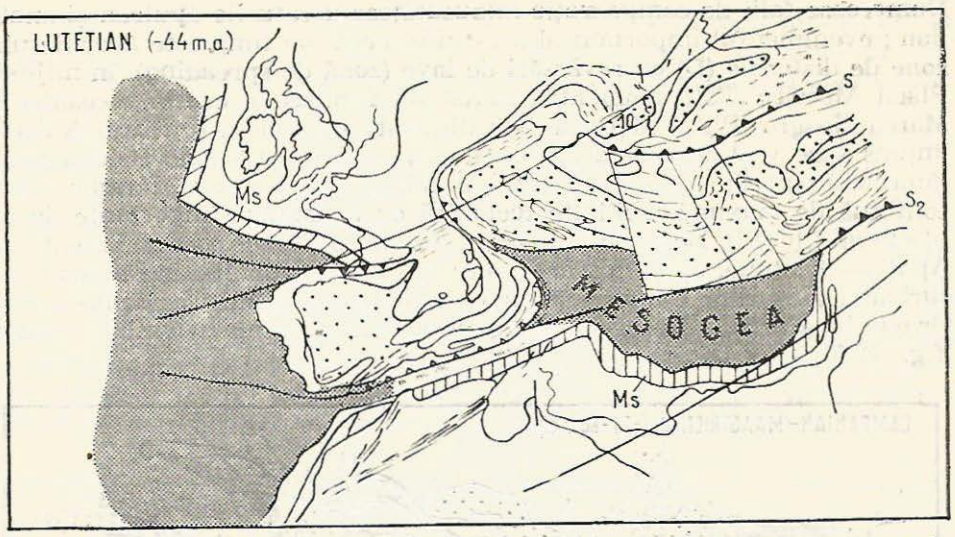


Fig. 12.6. Paleogeografia Mesogeei și a Oceanului Atlantic (în Lutețian — 44 m.a.). Marginile stabilite (Ms) se mențin. După Biju Duval et al., 1977 — simplificat.

În Miocen (—9 m.a.) megașanțul pericratonic îmbucătățit prin noi puncte de coliziune cu placa Est europeană, funcționa ca zonă de acumulare a molasselor (M) ; uscatul Mării Negre se scufundă, imersia apărînd ca o consecință a aceluiași fenomen de împingere a Platformei Africano—Arabe. Acum se deschide Marea Roșie, separînd Africa de Platforma Arabă. Crusta oceanică a Mesogeei se consumă în lungul planurilor de subducție (planuri Benioff) calabrian și egeean (fig. 12.7) ajungîndu-se la o imagine structurală foarte apropiată de cea actuală.

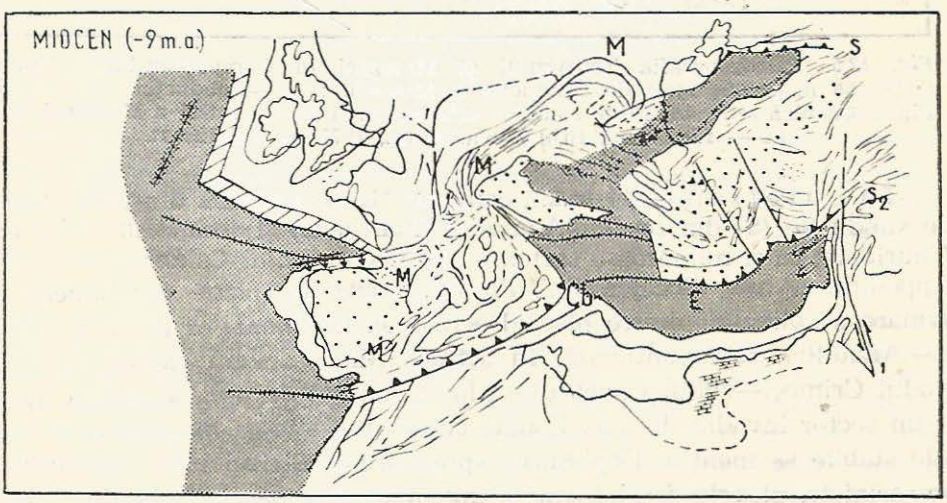


Fig. 12.7. Paleogeografia Mesogeei și Oceanul Atlantic în Miocen (—9 m.a.) M — molasă ; Cb — plan de subducție calabrian ; E — plan de subducție egeean. După Biju Duval et al., 1977, simplificat.

Modelul propus de Biju Duval și colaboratorii pentru interpetarea evoluției Tethysului și a Mesogeei, deși cu multe lacune de informare, oferă o imagine plauzibilă asupra evoluției zonei dintre cele două plăci majore ; Placa Est europeană și Placa Africano—Arabă.

Imaginea este completată de M. Săndulescu (1980) care, urmărind evoluția lanțurilor muntoase din jurul Mării Negre, aduce o serie de clarificări asupra evoluției Mării Negre.

Autorul arată că munții pericratonici (alpini) și intracratonici (Dobrogea de Nord, Crimeea, Caucazul Mare) din jurul Mării Negre, reprezintă efectul mișcărilor de distensie, care au dat ofiolitele din zonele respective (Ladinian—Carnian în Dobrogea ; Dogger-Malm în Caucaz ; cretacic inferior în Carpați, Balcani, Pontide) și a mișcărilor de compresiune, care au generat fenomenele de subducție cu formarea pînzelor de șariaj în megașanțurile învecinate. Totodată mișcările de compresiune au provocat sau au accentuat faliile crustale existente în Placa Moesică ce ocupa actualul amplasament al Mării Negre (faliile Pecineaga—Camena, Intramoesică Odessa, Nord Anatoliană etc.). Deși primele zone de creare a crustei oceanice sau de expansiune în crusta continentală subțiată apăruse încă din Malm-Neocomian în estul Plăcii Moesice, crearea crustei bazaltice din zona centrală a Mării Negre a avut loc în cretacicul mediu și superior. Ca urmare, faliile crustale se accentuiază, panourile se deplasează inegal, provocînd translații ale blocurilor sialice, șariaje etc. (fig. 12.8).

Pe acest sumar de evenimente tectonice desfășurate în ultii 200 m.a., pot fi interpretate datele geologice și geofizice referitoare la Marea Neagră, de care dispunem.

Cercetarea seismică a demonstrat, cu peste două decenii în urmă (Neprocinov 1959—1962) că în Marea Neagră există sectoare lipsite de strat granitic, viteza de propagare a undei seismice trecînd brusc de la 3,0—3,5 km/sec (viteza limită a sedimentelor neconsolidate) la 6,8—7,0 km/sec (viteză specifică stratului bazaltic). Această discontinuitate seismică a fost pusă în evidență sub 12 km grosime a sedimentelor. O altă discontinuitate se află la adîncimea de 8 km, unde viteza de propagare trece de la 6 km/sec la 6,3 km/sec, permițînd astfel divizarea stratului granitic în două părți : superioară G_1 și inferioară G_2. Învelișul sedimentar, a cărui grosime variază între 8—16 km, prezintă și el două discontinuități ; la 6 km adîncime discontinuitatea B_2 (trecere de la 3 km/sec la 4,5 km/sec) separă depozitele eocene de cele maicopiene ; la 4 km adîncime discontinuitatea B_1 (trecere de la 2 km/sec la 3 km/sec) separă depozitele sarmațiene de cele meoțiene. Discontinuitatea Moho este relativ superficială (20—22 km adîncime) (fig. 12.9).

12.3. **Elemente structural genetice.** În afara acestor date seismostratigrafice, sub nivelul apei Mării Negre au fost puse în evidență (B. K. Balavdze și al. 1968) elemente structural — genetice majore ; I. Platforma Est europeană, prelungită sub apele Mării Negre și II. Centura cutată, în care sînt incluse ; 1) depresiunea Premării Negre, 2) platforma scitică,

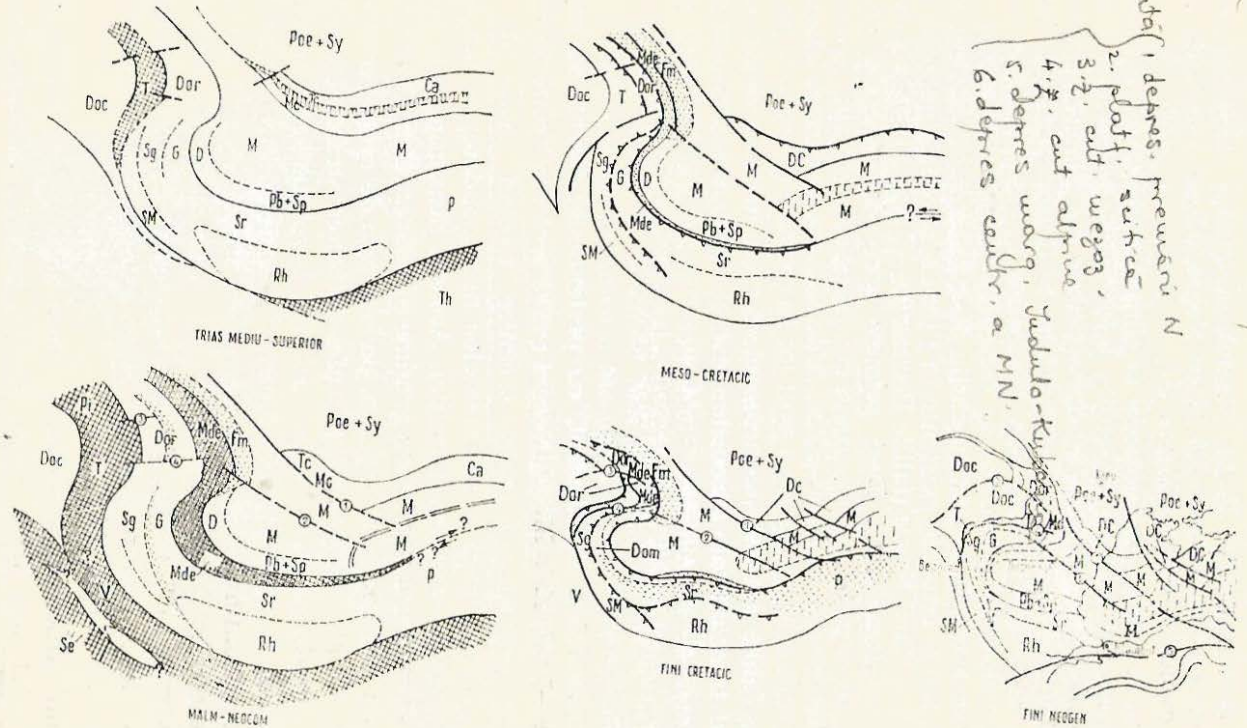


Fig. 12.8. Evoluția lanțurilor pericratonice și intracratonice din jurul Mării Negre : Poe + Sy — platforma Europei orientale și a platformei Scytice ; M — platforma moesică ; Mc — unitatea de Măcin ; Tc — unitatea de Tulcea ; Ca — catena alpină ; D — Danubian ; Pb + Sp — Prebalcan și Stara Planina ; Sr — Srednegoride ; P — Pontide ; Rh — Rhodope ; DC — Munții Dobdogei de N — Crimeea ; Dor — Dacidele orientale ; Doc — Dacidele occidentale ; G — Getic ; SM — masivul Serbo-macedonean ; T — Transilvanide ; Md — Moldovide ; 1 — falia Peceneaga-Camena ; 2 — falia intramoesică ; 3 — falia nord transilvană ; 4 — falia sud transilvană ; 5 — falia nord anatoliană. După M. Săndulescu, 1980.

3) zona cutărilor mezozoice (munții intracratonici, Săndulescu, 1980), 4) zona cutărilor alpine (munții pericratonici, Săndulescu, 1980) 5) depresiunea marginală Indolo-Kubană, 6) depresiunea centrală a Mării Negre.

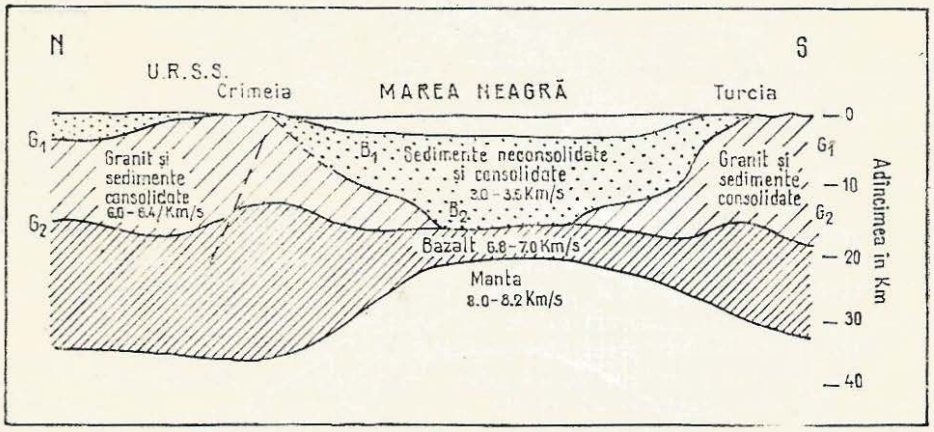


Fig. 12.9. Secțiune seismică prin scoarța Mării Negre. După Nepracinova.

12.3.1 *Platforma Est europeană* (epiproterozoică) cu aflorimente la NE de Marea de Azov (masivul Azovo-Podolic), are o cuvertură sedimentară alcătuită din depozite paleozoice, mezozoice și neozoice în partea de SV, și din depozite mezozoice și neozoice în partea de SE ; cuvertura cu structură monoclinală ,se afundă, împreună cu platforma, sub nivelul apei și a sedimentelor actuale. Afundarea este de 1000—1500 m în NE Mării de Azov și de 3000—5000 m în depresiunea Presivaș (fig. 12.10). Anomaliile magnetice și gravimetrice au permis identificarea unor cute ale fundamentului, și a numeroase fracturi crustale, orientate în general N—S.

Contactul cu platforma Scitică se face după un sistem de falii orientate E—NE—V—SV, cu decroșeri N și S la contactul cu faliile orientate NV—SE. Cele mai cunoscute falii de la contactul Platformei Est europene cu platforma Scitică sînt : Taganrog-Berdeansk (TB), Kahovka (K), Kerson (Ks), Limanul Nistrului (LN), Tatarbunar. Komrat (fig. 12.10).

12.3.2. Contactul dintre aceste două platforme, de vîrste diferite este marcat de un sistem de depresiuni, separate prin șei (ridicături), grupate toate sub numele de D e p r e s i u n e a P r e m ă r i i N e g r e. Urmărite de la V la E acestea sînt : Depresiunea Predobrogeană, care se prelungește sub apă pînă în dreptul Faliei Odessa, depresiunea Karkinit este cea mai adîncă — talpa cuverturei sedimentare fiind la 8—10 km adîncime — depresiunea Sivaș în cea mai mare parte ocupă uscatul Crimeei centrale : sectorul estic al depresiunii Premării Negre se prelungește în lungul faliei Taganrog-Berdeansk de pe uscatul Crimeei centrale, și depresiunea Nord-Azov pe uscatul Nord Caucazian unde se găsesc depresiunile Eia și Est-Kubană (fig. 12.10.). Toate aceste depresiuni sînt asimetrice, flancul sudic fiind mai abrupt, cu un sistem de falii în trepte. Umplutura sedimentară a depresiunilor prezintă o caracteristică : la limita Cretacic inferior/Cretacic superior se schimbă planul structurilor, cele din Cretacicul superior fiind

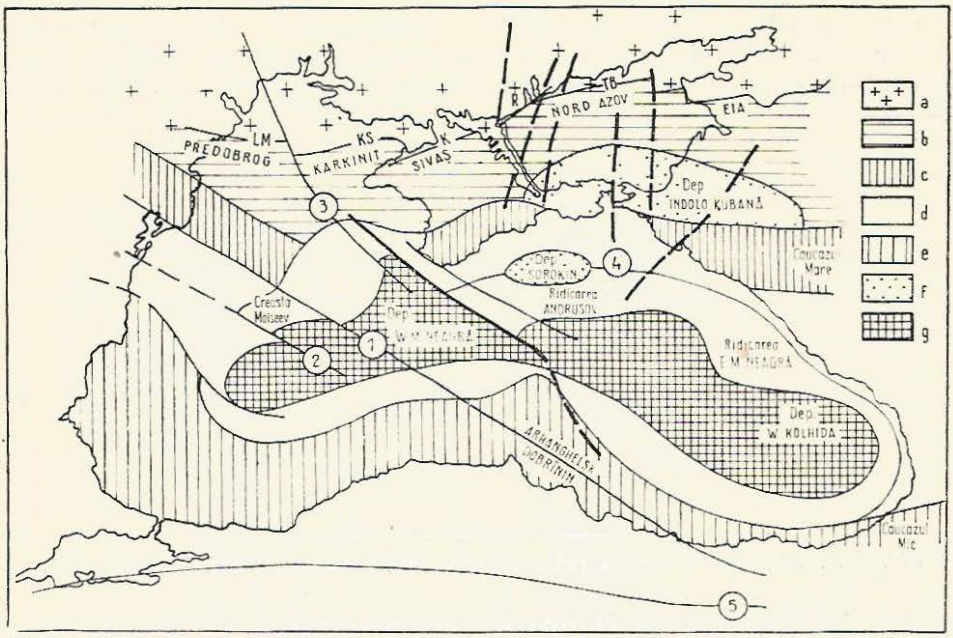


Fig. 12.10. Elemente structural genetice majore ale Mării Negre. a — Platforma Est-Europeană, precambiană ; b — platforma scritică ; c — Munții intracratonici ; d — Platforma moesică ; e — Munți pericratonici ; f — Depresiunea Indolo-Kubană ; g — Depresiunea Mării Negre — Falii ; TB — Taganrog-Berdeansk ; K — Kahovka, Ks — Kerson ; LN — Limanul Nistrului ; F_1 — Pecineaga — Camena ; 2 — intramoesică ; 3 — Odessa ; 4 — Feodosia ; 5 — Nord Anatoliană. După Balavdze și colab., 1968, simplificat, cu completări după Săndulescu, 1980.

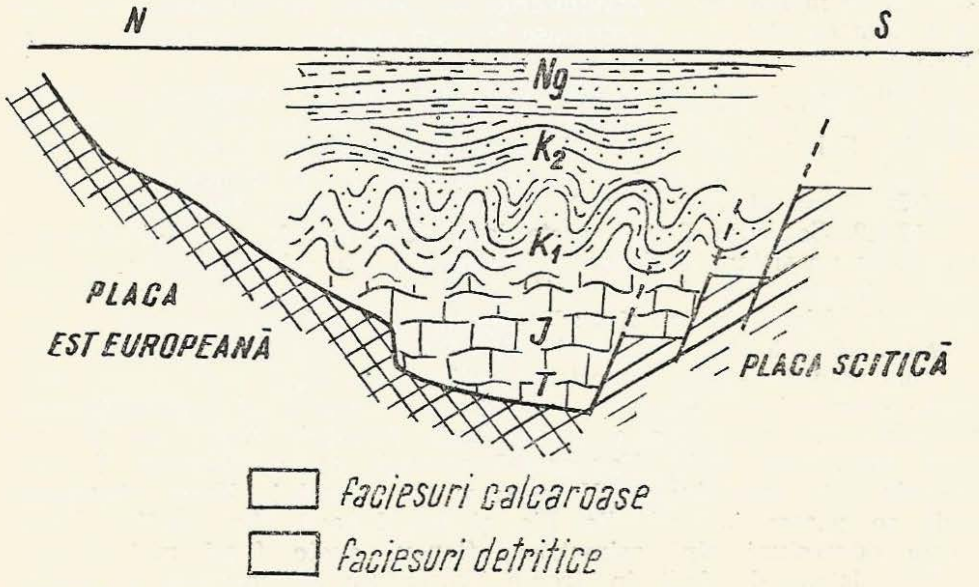


Fig. 12.11. Aspect structural general al depresiunii Premării Negre (sectorul Cîmpia Crimeei).

mari larg ondulate, aplatizate, dovedind o evoluție tectonică diferită. Afundarea puternică a platformei Scitice, și deci adîncirea depresiunilor, s-a făcut în Neozoic (Fig. 12.11).

12.3.3 *Platforma Scitică* (plita Scitică, Muratov 1955), reprezintă o platformă tînără (Paleozoic superior) care se alipește Platformei Est Europene. Seismostratigrafia acestei unități permite separarea a trei complexe ; inferior (alcătuit din metamorfite hercinice), median (predominant calcaros Triasic-Jurasic) și superior (detritic, mai slab consolidat, atribuit Cretacicului și Neozoicului) cu aflorimente în Dobrogea de Nord, Cîmpia Crimeei și Precaucazul de West (fig. 12.10) .Fundamentul metamorfic apare și în ridicarea Simferopol. Structural, platforma Scitică este alcătuită dintr-o serie de ridicări și depresiuni mici, relativ înguste, separate prin falii quasimeridiane sau latitudinale. Aceasta explică aspectul tectonic diferit al fiecărui sector ridicat (Precaucazul de W, zona centrală a Mării de Azov, Cîmpia Crimeei, NW-ul Mării Negre, Tulcea—Măcin. Cele 20 de anticlinale ale zonei centrale din Marea de Azov afectează numai cuvertura sedimentară neozoică, diferența de altitudine între bolta și talpa anticlinalelor nedepășind 400 m înălțime, cele mai mari fiind către nord (Sniukov et al 1974). În contrast, Cîmpia Crimeei, are depozitele neozoice orizontale, îngropînd sub ele cretacicul cutat. Sectorul NV al Mării Negre a jucat rolul unei șarniere între ridicarea Nord Dobrogeană și ridicarea Cîmpiei Crimeei. În ansamblu apare ca o boltire largă cu căderi bruște spre nord (spre depresiunea Karkinit și Sivaș) unde fundamentul platformei Scitice se afundă la 10 000 m adîncime. Sistemul de blocuri, separate prin falii, din această zonă, cu jocuri pe verticală, se va continu și în zona Tulcea—Măcin, unde ridicările (Preprut, Chilia) separate de depresiuni (Ismail-Isaccea) pot fi urmărite și în Marea Neagră.

12.3.4. *Zona cutărilor mezozoice* (munții intracratonici = Dobrogea de Nord cutată, Crimeea cutată, Caucazul Mare), constituie un lanț muntos prins între Platforma Scitică și Platforma Moesică. Tectogeneza acestei zone s-a derulat în două etape ; sfîrșitul Liasicului (M. Săndulescu, 1980) și Cretacic inferior (E. Grădinaru, 1981). Structurile Dobrogei de Nord, ale contactului cu riftul jurasic Pecineaga-Camena (E. Grădinaru, 1981) prelungite sub apă, precum și structurile platformelor (Scitică la Nord, Moesică la Sud), care delimitează cutările mozozoice, complică foarte mult tectonia depozitelor de sub apa marină. Similitudinea Dobrogei de Nord cu Crimeea muntoasă (fliș triasic superior-jurasic inferior, structuri paralele cu platforma Scitică, etc.) dovedesc că au evoluat împreună, iar joncțiunea dintre ele se face sub mare, în limitele platoului continental, larg dezvoltat în NV-ul Mării Negre. La sfîrșitul Cretacicului inferior, această zonă quasicratonizată, se alătură platformei Scitice (fig. 12.10).

12.3.5 *Platforma Moesică* unitate majoră care se întinde între Carpații, Balcani, Pontide și munții intracratonici (Dobrogea de Nord, Crimeea, Caucaz) este alcătuită din Soclul precambrian și cuvertura paleozoică, mezozoică, neozoică.

Soclul eterogen este alcătuit din cristalin (mezo-epimetamorfic) străbătut de magmatite (predominant granitice). După consolidare, soclul, parțial peneplenizat — păstrînd încă un relief pregnant a suferit mișcări

de basculare E—V și N—S ceea ce explică limitarea transgresiunilor și regresiunilor numai pe anumite zone.

Ciclurile mari de sedimentare ale cuverturii Ordovician-Westfalian, Permian-Triasic, Dogger-Cretacic, sînt urmate de ciclul neozoic.

În Neozoic, sectorul platformei Moesice, acoperit azi de apele Mării Negre are frecvente lacune de sedimentare și faună de tip rusesc (Bazinul Euxinic) care pe anumite intervale de timp (Miocen) apar și în sudul Dobrogei (Pană Ioana, Rado Gertude, 1975, 1981). Aceasta dovedește că între Bazinul rusesc și cel dacic se ridică o zonă izolatoare cu mișcare de basculare E—W ; zona ridicată se plasa, în Miocen, la Vest de actuala albie a Dunării incluzînd în Bazinul rusesc și Dobrogea de Sud. În Pliocen — pragul izolator era la Est de Dunăre, pliocenul din Marea Neagră fiind de tip rusesc (Pontian, Cimmerian, Acceagîlian) cu faune diferite față de cele din Bazinul dacic — care invadau S—W—estul Dobrogei. Zona de legătură (Depresiunea Bîrlad și respectiv sectorul N—V—estic al Mării Negre) între cele două bazine, are un amestec de faună de tip dacic și de tip euxinic. Grosimea variabilă a depozitelor de pe Platforma Moesică submersă, dovedește existența unei morfostructuri submerse foarte variate unele cu subsidență activă care pot reprezenta capcane pentru hidrocarburi, altele ca horsturi izolatoare.

12.3.6 *Zona cutărilor alpine* (munții pericratonici), delimitează spre sud și est Marea Neagră (Caucazul Mic, Pontide, Balcani, Prebalcani, Stara Planina, Srednegoride) avînd înălțimi foarte mari (5 047 m Caucazul Mic, 3 937 m Pontidele în vîrful Koskar). Frontul nordic al Pontidelor se găsește sub nivelul apelor Mării Negre (lanțurile Arhanghelsk și Dobrînin (fig. 12.10) ceea ce face dificilă realizarea unei imagini complete a unităților constituente, precum și corelarea cu Balcanii și Caucazul Mic.

În toată zona cutărilor alpine pot fi separate trei etaje structurale : metamorfic (în axa anticlinalelor sau ca masive centrale), sedimentar — în facies de fliș asociat cu roci eruptive (mai ales în etapa Cretacic superior-Oligocen), sedimentar în facies de molasă neogenă — etapă în care au avut loc numeroase scufundări inclusiv în sectorul submers al lanțului alpin din sudul Mării Negre. Prezența ofiolitelor pînă în neogen, arată că tectogeneza acestui sector este foarte recentă. Majoritatea rocilor vulcanice (trachiandezitice) sînt paleogene. În lungul cicatricei ofliolitice din Pontide, se urmărește falia Anatoliei (F_5) pe 1400 km lungime.

12.3.7 Paralel cu ridicarea cutelor alpine se conturează depresiuni tectonice, cum este depresiunea Sorokin—depresiunea Indolo—Kubană (la nordul Caucazului Mare), formate în Oligocen Neogen, cu o pătură sedimentară groasă de 12 km, sau depresiunea centrală a Mării Negre.

12.3.8 *Depresiunea centrală a Mării Negre* (1100 km lungime, 250—300 km lățime) are o zonă centrală lipsită de strat granitic, cu anomalii gravimetrice maxime și grosimi maxime ale stratului sedimentar ; zona intermediară, îngustă (echivalenta pantei continentală), este zona în care apare stratul granitic ; spre est, zona intermediară se lărgește, învelișul sedimentar se îngroașe, dar rămîne în poziție orizontală. Au fost puse în evidență 15 limite seismice și două discontinuități majore în cadrul rocilor sedimentare (B_1 la limita Sarmația-Meoțian și B_2 la limita Eocen-Oli-

gocen) (fig. 12.9). Rata de sedimentare în această zonă este de 15 cm/1000 ani. În zonele marginale, în apropierea lanțurilor alpine, depozitele neogene sînt cutate. Cele mai multe accidente tectonice au fost puse în evidență în ridicările Arhanghelsk Dobrînin, (parte integrantă a Pontidelor submerse). În nordul depresiunii Mării Negre, se conturează ridicările Andrusov, Est Marea Neagră iar spre vest sub numele de „lanțul Moiseev", se ridică un panou din platforma Moesică prins între falii (fig. 12.10).

Zona periferică a Mării Negre corespunde platformei continentale afectată de numeroase falii (multe dintre ele crustale) care au segmentat platforma în panouri ridicate sau coborîte, ceea ce face ca grosimea sedimentelor să fie foarte diferită.

12.4 **Provinciile fiziografice ale bazinului Mării Negre,** Structura geologică și evoluția unităților majore din jurul Mării Negre, au influentat aspectul și dezvoltarea principalelor provincii fiziografice (1 platforma continentală, 2 panta, 3 zona abisală) (fig. 12.12).

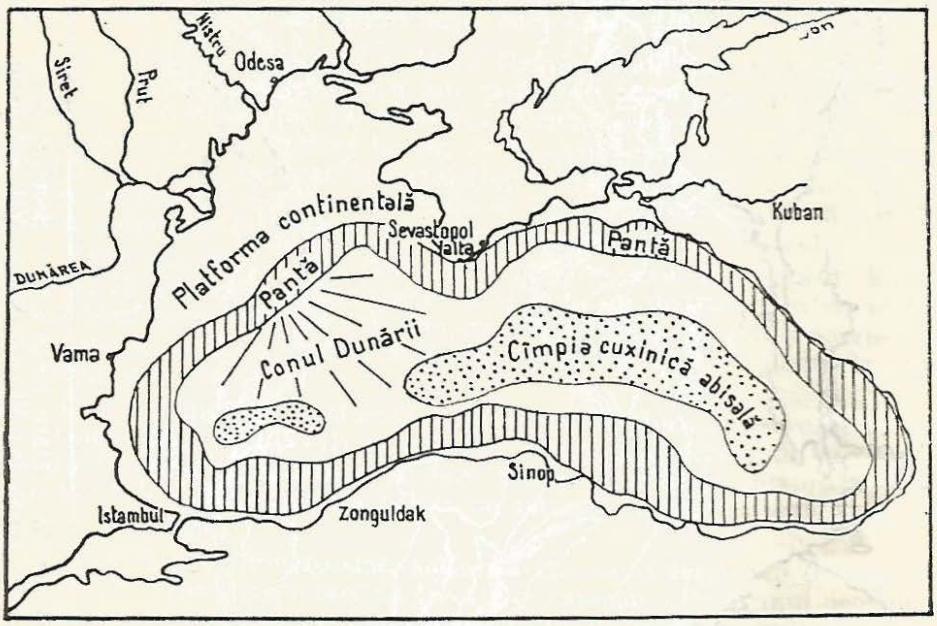


Fig. 12.12. Provinciile fiziografice ale Bazinului Mării Negre. După Ross, 1974.

12.4.1. *Platforma continentală* (șelful) *Mării Negre.* Avînd un substrat atît de variat (prelungirea Platformei Est europene sau unități ale centurii cutate cum sînt : Depresiunea Premării Negre, Platforma Scitică, Munții Intracratonici, Zona cutărilor alpine, între ele găsindu-se prelungirea Platformei Moesice întreruptă de Depresiunea centrală a Mării Negre), unități cu grade diferite de consolidare, se explică dezvoltarea diferită a diverselor sectoare ale platformei continentale a Mării Negre (fig. 12.13).

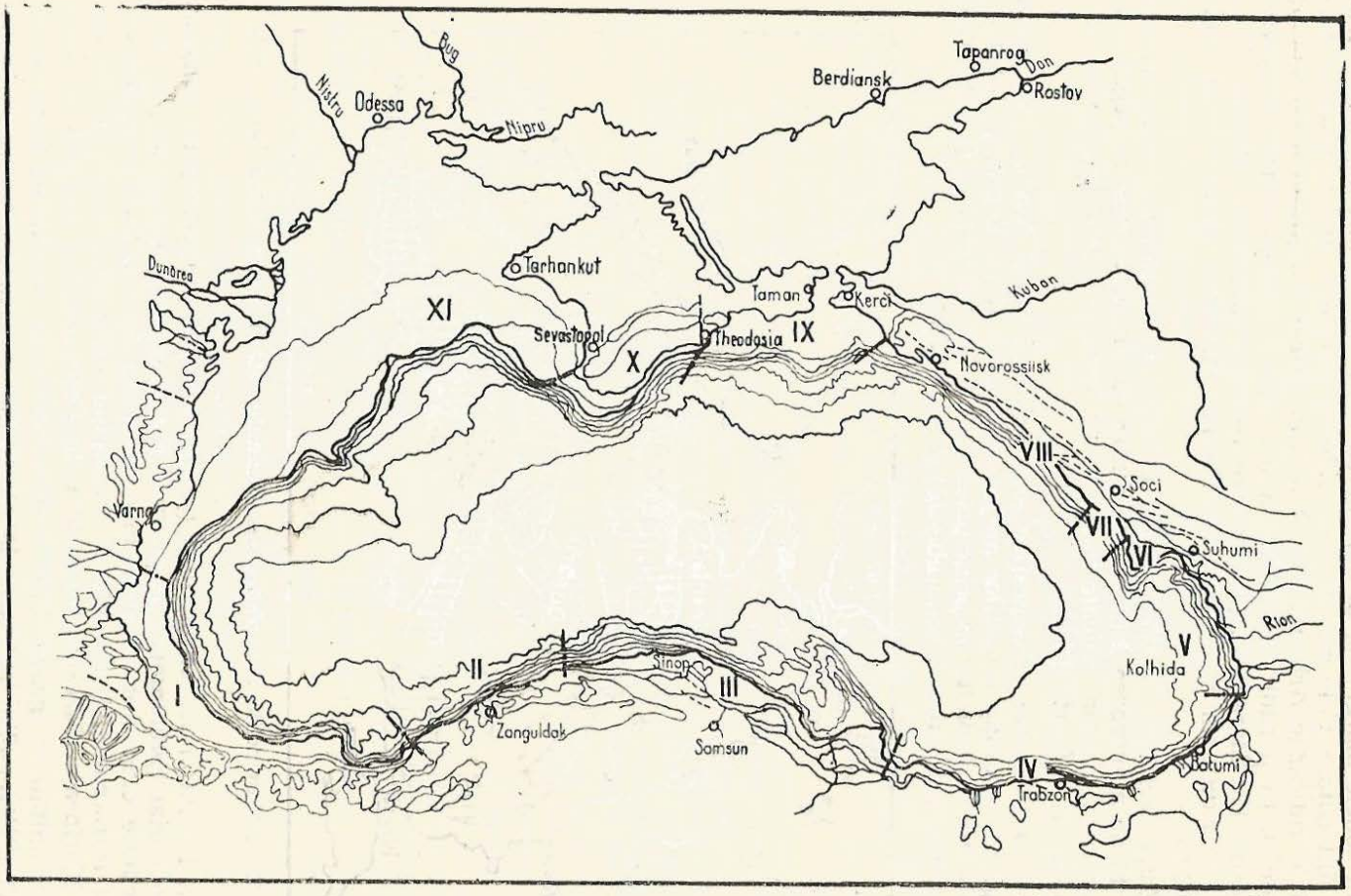


Fig. 12.13. Platforma continentală a Mării Negre : I — Sectorul Bosfor ; II — Zonguldek ; III — Sinop-Samsum ; IV — Trabzon-Batumi ; V — Kolkhida ; VI — Gudauta ; VII — Gagra ; VIII — Soci-Novorossisk ; IX — Azov-Kerci ; X — Gorno-Crimeea ; XI —Nipru-Dunăre. După I. P. Bauchidze din D. Ross, 1974.

Sectorul NW-tic (în care se include și platforma continentală românească) are lărgime maximă (150—200 km) cu pantă foarte mică (sub 1‰), caracterizată prin subsidență activă și acumulare masivă de sedimente (fig. 12.13, XI). Milioanele de m^3 de nisip, silt, argilă, aduse anual de Dunăre, Nistru, Nipru și Bug, au nivelat structura internă a platformei sau au fost acumulate la țărm sub formă de cordoane litorale actuale sau fosile (azi situate la 30—35 m sau 90—100 m adîncime (Panin și colab. 1976—1981). În decursul timpului geologic cordoanele litorale fosile au fost exondate sau reacoperite cu apa ; materialul transportat eolian sau marin a dat noi cordoane litorale submerse sau dune de țărm ; cînd cordoanele litorale au barat gurile de vărsare ale unor fluvii au generat limanurile (limanul Nistrului, Techirghiol), iar dacă materialul aluviar s-a depus în spatele cordonului litoral s-au format delte (Delta Dunării) (F. P. Shepard, 1960).

Mai la sud, în zona Bosforului (fig. 12.13 I) șelful se îngustează mult (19 km), panta crește (2‰) caractere care se accentuiază și mai mult în sectorul Zanguldak (est de Bosfor) unde lățimea șelfului (7 km) și panta mare (3‰) favorizează dezvoltarea canioanelor (fig. 12.3 II).

În zona central sudică a Mării Negre (Sinop-Samsun), lățimea platformei continentale este de 6 km, panta de 1‰ iar aportul de material aluvionar crește (sursa fiind Munții Pontici) ceea ce a condus la formarea unor delte submarine. La est de Samsun platforma se reduce numai la 2,5 km (între Trabzon-Batumi) (fig. 12.13. IV) panta, rămîne în continuare mare, sectorul caracterizîndu-se prin eroziune puternică și redepunerea sedimentelor la țărm sub formă de capuri (cap Tobiye).

Zona cea mai activă tectonic a șelfului este în sectorul Kolkhida (fig. 12.13 V) unde scufundările subsidente au distrus aproape în întregime platforma continentală. Din cuaternar pînă azi, șelful foarte îngust din această zonă s-a scufundat cu 500 m, diferențele de pantă favorizînd apariția canioanelor.

Cea mai îngustă platformă continentală a Mării Negre este în sectorul Gagra (fig. 12.13 VII) (sub 1 km lățime). Trecerea de la sectorul Gagra la sectorul Kolkhida se face printr-o zonă de flexură (Gudauta, fig. 12.13 VI), caracterizată printr-un țărm cu depuneri active de sedimente detritice.

Între Soci și Novorossisk, șelful începe să se lărgească (6 km) panta rămîne în continuare mare, cu frecvente canioane. Pe țărmul acestui sector se găsesc înregistrate toate transgresiunile și regresiunile cuaternare (Fedorov, 1956).

În sectorul Kerci-Taman (fig. 12.13 IX), ca urmare a aluviunilor aduse de Don și Kuban, sedimentarea este foarte activă, tinzînd să obtureze comunicarea cu Marea de Azov.

În contrast cu celelalte zone, platforma din sudul Crimeei (15 km lățime) suferă o ridicare continuă ; fenomenele de eroziune submarină sînt intense iar pantele mari duc la pierderea sedimentelor de pe platformă către depresiunea Sorokin.

Se poate conchide că în Marea Neagră șelfurile înguste, care reprezintă prelungirea țărmurilor muntoase tinere, au pante mari și canioane frecvente ; șelfurile largi, prelungire a platformelor stabile, au pante line,

canioane rare și frecvente fenomen de progradare. Faliile, orientate în general N—S, au compartimentat platforma continentală, conturînd panouri scufundate cu sedimentare intensă (zone de apel gravitațional) și panouri ridicate cu faciesuri condensate și adesea cu eroziune puternică.

12.4.1. Șelful și țărmul românesc. Din întreaga suprafață a Mării Negre (461.000 km²) șelfului îi revine 28% (144.000 km²) din care 23.700 km² șelf românesc, ceea ce corespunde cu 1/10 din suprafața țării noastre.

Se conturează clar o platformă continentală internă (de la țărm pînă la izobata de 50 m) și o platformă continentală externă (între izobatele de 50 și 120—130 m), mărginită spre larg de panta continentală (fig. 12.12 XI).

Platforma are unele trăsături structurale, morfologice cu implicații economice, care pot fi corelate cu structura țărmului. Prospecțiunile geofizice în Dobrogea și pe platforma continentală, au confirmat prelungirea unor unități structural-litologice de pe uscat sub apă.

Anomaliile gravimetrice (R. Botezatu, Băcioiu 1957 ; Botezatu R. și al. 1961) sau magnetice (St. Airinei 1973, 1978) au fost urmărite pe platforma continentală (Dr. Romanescu și al. 1971). Unitățile structurale majore (Ianovici și al 1961, St. Airinei, R. Botezatu 1977) se prelungesc pe șelful Mării Negre (V. Varodin și al. 1971). Anomaliile radiometrice constatate în zona nisipurilor litorale (Gohn și al. 1972) se reîntîlnesc pe platforma continentală din fața grindului Sărădurile (E. Brătășanu și al. 1671 ; R. Velcescu, G. Teulea 1972).

Atenția este îndreptată și asupra mineralizațiilor de sulfuri, sub formă de lentile — asemănătoare cu cele de la Altîn-Tepe, Somova, sau a mineralizațiilor feroase (magnetită, hematită, oligist) de tipul mineralizațiilor de la Iulia și Palazu Mare, întrucît structurile profunde și accidentele tectonice majore de care sînt legate aceste mineralizații în Dobrogea au fost interceptate și pe șelful continental alăturat. Structural, zonele ridicate și depresiunile de pe uscat se urmăresc și sub apă.

Deasupra fundamentului cristalin cuvertura sedimentară cuprinde atît roca sursă de petrol cît și roca colectoare (G. Rado, I. Pană 1975, Th. Neagu, I. Pană și al. 1977 ; Tătărîm — Pană 1977) ceea ce justifică prospecțiunea pentru petrol. Ridicarea Sfîntul Gheorghe orientată E NE—WSW, este separată de prelungirea sub apă a Dobrogei de Norrd printr-o vale plasată pe direcția faliei Pecineaga-Camena (WNW—ESE). Valea apare foarte bine conturată pe platforma externă. Spre sud au fost puse în evidență trei ridicări (Sinoe, Constanța, Mangalia) cu aceleași orientări WSW—SSE, separate prin văi din care unele au aspect caracteristic de canioane (canionul Viteaz) situat la est de Constanța (Marinescu Șelariu, 1965, G. Caraivan, G. Lup I, 1972) (fig. 12.14).

Zona de țărm românesc, cuprinde cîteva sectoare diferite ca procese de modelare actuală : a) sectorul deltei ; b) țărmul de acumulare Sf. Gheorghe—cap Sintgol ; c) țărmul de eroziune (Fig. 12.15).

a) Sectorul deltei (400.000 ha) se caracterizează prin înaintarea continuă a uscatului spre largul platoului continental. Fundamentul metamorfic este împărțit printr-un sistem de falii în horsturi, grabene și trepte

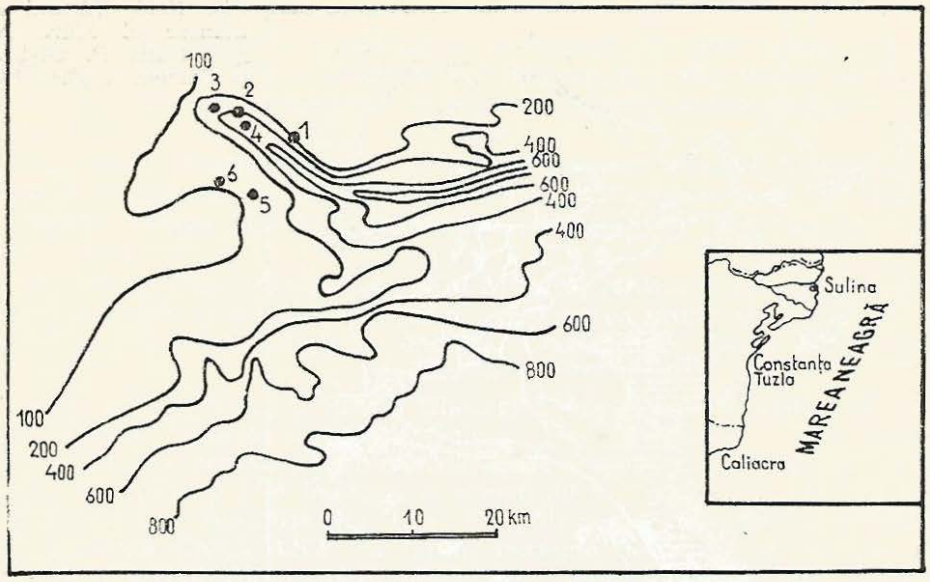


Fig. 12.14. Caionul Viteaz — După Marinescu și Selariu, 1965.

ex. grabenul brațului Sulina mărginit la nord și sud de horsturi). Jocul pe verticală al acestor compartimente a făcut ca grosimea seriilor sedimentare ale cuverturei, să fie foarte variată.

Relieful predeltaic — faza de golf sau faza prelagunară a deltei, — avea morfologie complexă, cu peninsule și insule ce apăreau ca prelungiri ale reliefului Dobrogei de Nord (Airinei-Pricăjan, 1971) orientate V—E și care continuă și în complexul lagunar Razelm-Sinoe. Controlat prin foraje — relieful predeltaic prezintă zone ridicate și coborîte — diferența de nivel fiind de 20—30 m. Zonele coborîte au fost considerate paleobrațe ale Dunării — azi utilizate parțial de unele canale naturale (Sireasa, Pardina, Sontea, Litcov).

Depozitele deltaice și marine constau dintr-o succesiune de grinduri de nisip, și cordoane litorale — parțial suprapuse. În spatele cordoanelor litorale se formează lacuri cu vegetație foarte bogată. Urmărite în timp (Panin și colab. 1976—1981) ele se succed ca benzi de nisip (cordoane) și formațiuni lagunare (fostele lacuri) ilustrînd oscilațiile pe verticală, ale blocurilor din fundamentul deltei și implicit ale nivelului apei (fig. 8.4).

Procesul de înaintare al deltei se poate urmări prin formarea noilor cordoane litorale — în special în dreptul brațului Chilia și în partea sudică a deltei — care tind să izoleze noi lagune. Pe alte sectoare (la sud de brațul Sulina sau sectorul dintre grindurile Ivancea și Cerbului) procesul de abraziune este foarte pronunțat — marea avansînd cu cca 1,5 km pe secol (P. Gîștescu, 1977, 1979).

b) Între Sfîntu Gheorghe și cap Singol (C.S. — sud de Mamaia) țărmul este de acumulare ; în sectorul nordic (Sf. Gheorghe-Midia) cu relief foarte jos, depresionar, are loc depunerea continuă a sedimentelor antre-

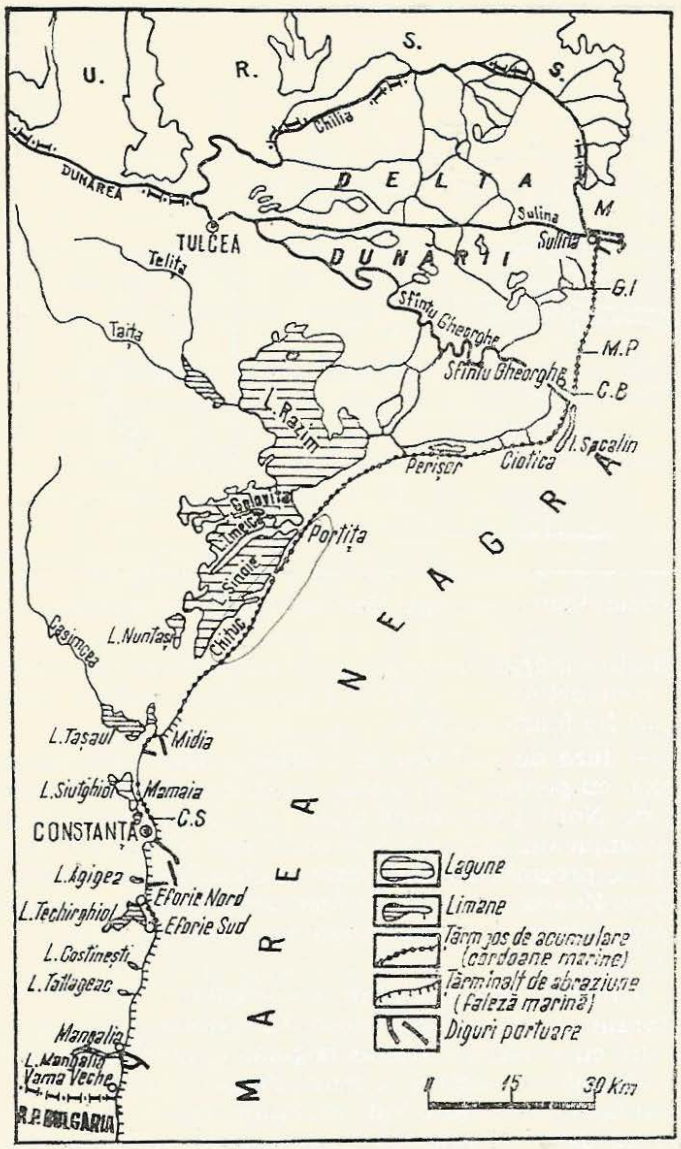


Fig. 12.15. Țărmul românesc al Mării Negre. După P. Gîștescu și Camela Anghel, 1986.

nate de curentul de țărm; se formează bariere simple ca cea care izolează lacul Razelm (Mihăilescu și al., 1976—1980); Materialul aluvionar, remobilizat continuu de curentul litoral face ca aspectul țărmului să fie foarte instabil în acest sector.

Spre sud — între cap Midia — cap Singol — (fig. 12.15—CS) se conturează un țărm tipic de acumulare : faleza a devenit inactivă, izolată de mare prin bariera complexă de nisip de la Mamaia, barieră în spatele căreia, în Pleistocenul superior-Holocen, a fost izolat lacul Siutghiol, c) De la Mamaia pînă la granița cu R. P. Bulgaria, țărmul, cu faleză activă predominant calcaroasă (calcare Sarmațiene) sau alcătuit din loess, este supus

eroziunii : sedimentele sînt antrenate de curenții de retur către larg pe platforma continentală. Așa se explică plaja îngustă din partea sudică a litoralului românesc, comparativ cu plajele de la nord de Constanța (G. Caraivan, 1982).

În limitele acestor trei sectoare țărmul prezintă aspecte diferite, delimitate și descrise de P. Gîșescu (1977—1979), P. Gîștescu, Driga B. (1982), P. Gîștescu, Driga B., Anghel Camelia (1985—1986), Vespremeanu S. (1983—1984).

La sud de brațul Chilia (= golful Musură) țărmul este mlăștinos, vevetația palustră înaintează spre mare ; depunerea sedimentelor aduse de brațele care formează delta secundară Chilia, este foarte activă (fig. 12. 15 M).

Între brațul Sulina și Sfîntu Gheorghe țărmul este delimitat de cordoane marine. Imediat la sud de Sulina cordonul litoral — bine consolidat — (ceea ce denotă o vechime mai mare a cordonului, Panin N, 1974) are 200 m lățime și 1 m înălțime și numai 30 m lățime și 0,5 m înălțime în dreptul Gîrlei Împuțite (fig. 12.15 G.I.) Urmează o succesiune de grinduri orientate ENE—WSW cu lățimi maxime de 30 m și înălțimi de 0,3—0,5 m (grindurile Ivancea, Cerbului, Iepurilor) care dau caracter foarte instabil acestui sector constituit din fragmente de cordoane litorale și canale pe care stuful și plaurul, împreună cu pămîntul de care sînt fixate, pătrund în apa marină. De la grindul Cazacului pînă la brațul Sfîntul Gheorghe înălțimea complexului de cordoane (Cazacului, Sărăturile, Cisla Vădanei) crește de la 0,4 la 1,9 m (Movila Paraipan) (fig. 12.15 M.P.), iar plaja se lățește treptat ajungînd la 500—600 m la nord de Capul Buival (Sfîntul Gheorghe) (fig. 12.15 C.B).

La sud de Sfîntu Gheorghe țărmul este dublat de insulele Sacalin, sedimentarea foarte activă din această zonă făcînd să se lungească insula Sacalin cu cca 150 m/an (P. Gîștescu, Anghel Camelia, 1986).

Urmează o nouă zonă instabilă a țărmului.

Sectorul dintre Ciotica și Perișor deși are cordonul litoral relativ înalt (1—2,1 m) el este întrerupt făcînd ca lacurile litorale (Zătarul Mare, Zătarul fără nume) să comunice direct cu marea. Apoi între Perișor și Gura Portița înălțimea cordonului litoral scade între 0,3—1,4 m dar se adaugă plaja lată de 15—40 m.

Cel mai fragil sector al țărmului românesc este între Gura Portița și Grindul Chituc în care înălțimea grindului rareori depășește 0,5 m chiar dacă lățimea lui atinge pe alocuri 200 m lățime. Delimitarea lacului Sinoe are întreruperi (= periboine) ceeace face ca acest grind fragil să se numească Periboina. Sectorul este protejat de un dig împotriva abraziunii valurilor.

Deși recent constituit, grindul Chituc reprezintă din nou o porțiune stabilă a țărmului. Înălțimea (0,5—2 m) ca și plaja alăturată fac posibilă amenajarea turistică a acestui sector în viitorul apropiat. Prin grindul Chituc se face trecerea către țărmul cu faleză inactivă urmărit de la nord de capul Midia și pînă la Cap Singal (N de Constanța). Sedimentarea activă din această zonă a depus cordoane complexe de nisip care au izolat faleza devenind inactivă și au închis lacurile Tașaul și Siutghiol.

De la Cap Singal la Vama Veche țărmul se caracterizează prin faleze active. Local se pot acumula cordoane joase ce izolează lagune marine (Comorova, Iezerul Mangaliei) sau limane fluvio-marine (Agigea, Techirghiol, Costinești, Taklageac).

12.4.2. *Panta continentală*. Panta continentală a Mării Negre are înclinări cuprinse frecvent între 6—10° (excepțional 20—22°) ,cu alunecări submarine care fac să apară trepte morfologice submarine (mai ales pe partea sudică a Mării Negre) și frecvente canioane cu trasee ce pot fi urmărite de pe platformă pe pantă și apoi în zona abisală. Panta este activă seismic, epicentrele fiind între 1000—2000 m adîncime (baza pantei) : intensitatea maximă a cutremurelor, înregistrată pe țărmul Crimeei, nu depășește 5—6° (Levitkaia-Muratov, 1959).

Panta este zona în care își face apariția „stratul granitic" al scoarței cu cele două discontinuități : G_1 (6 km/sec), probabil alcătuită din metamorfite și G_2 (6,2—6,4 km/sec), stratul granitic ; totul este acoperit de roci sedimentare puternic tectonizate sedimentele superficiale (Pliocen-Actual) sînt înclinate spre depresiunea Mării Negre.

12.4.3. *Zona abisală* este restrînsă la depresiunea centrală a Mării Negre (divizată în depresiunea de W și cea de E = Kolkhida) (fig.12. 10) la care se adaugă depresiunea Sorokin (SE de Crimeea). Zona abisală se caracterizează prin relieful plat (orizontal sau suborizontal, chiar dacă frecvente falii ale fundamentului au deformat sedimentele mai vechi (fig. 12.16). Adîncimea este cuprinsă între 2000—2200 m.

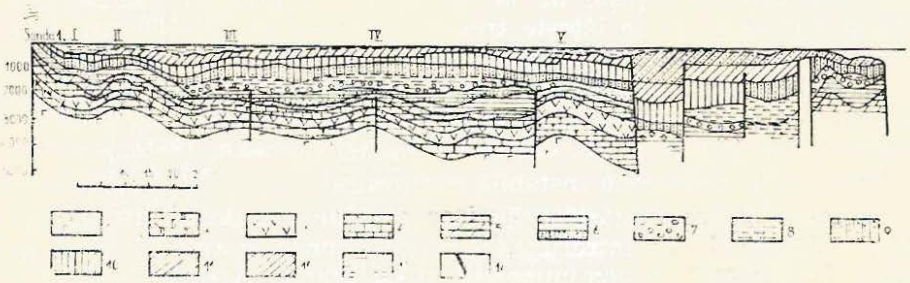


Fig. 12.16. Secțiune geologică prin depresiunea Kolhida — în continuarea ei marină de la Suhumi la Kobuletti (est Marea Neagră) : 1 — Seria porfirică bajociană ; 2 — Calcare și dolomite cretacice inferioare ; 3 — Complexul tufogen albian ; 4 — Calcare cretatice superioare și paleogene ; 5 — Marne eocene ; 6 — Formațiunea de Maikop ; 7 — Miocen mediu ; 8 — Sarmațian ; 9 — Meoțian inferior ; 10 — Meoțian superior ; 11 — Pontian ; 12 Pliocen superior și mediu ; 13 — Apă ; 14 — Accidente tectonice.

Sedimentele pot atinge 16 km grosime, avînd două discontinuități majore — B_1 și B_2 ; poziția lor este nederanjată în zona centrală. În regiunile marginale ale depresiunilor, structura sedimentelor este mai complicată (ondulate în bază, înclinate pe o grosime de cca 800 m).

12.5 *Evoluția geologică a platformei continentale românești în cuaternar*. Sub sedimentele actuale, stau depozitele cuaternare. Dacă pentru păturile adînci și pentru panta continentală se poate urmări, în carote, o sedimentare neîntreruptă, la țărm și pe platforma continentală, succesiunea nu mai este continuă. Cele mai vechi depozite cuaternare, întîlnite în foraje de mică adîncime, sînt reprezentate

printr-o serie continentală, depusă în pleistocenul superior (poate Würm III), peste care stă o primă formațiune marină (Stratele de Sorojsk). În timpul glaciațiunii Würm IV a avut loc retragerea spectaculoasă a apelor pînă la 100—130 m adîncime sub nivelul actual. Aceasta înseamnă exodarea aproape în întregime a platformei continentale. Apele au avansat apoi treptat spre țărm ; în Neueuxin (tabel 7.1.) s-au format probabil traseele văilor submarine și cordoanele litorale relicte de la adîncimea de 32—34 m, dovedind o stagnare a apelor la această adîncime. Cordoanele litorale de la 23—27 m, adîncime, corespund stratelor de Bugaz, apoi la 18—19 m adîncime apare fostul țărm din timpul etapei stratelor de Viteaz. Urmează stratele de Kalamit, cu caracter transgresiv (extinderea lor spre țărm depășește formațiunile mai vechi și țărmul actual) moment în care apele au fost cu cca 2 m deasupra nivelului actual ; în timpul depunerii stratelor de Kalamit abraziunea a modelat falezele actualelor lacuri litorale, apoi apele s-au retras (regresiunea fanagoriană) timp în care s-au depus formațiuni cu caracter de turbă. Transgresiunea nimfeană este responsabilă de aspectul actual al Mării Negre. În această ultimă etapă începe formarea Deltei Dunării (Caraivan G., 1982).

Sedimentele specifice țărmului românesc al Mării Negre. Sedimentarea în Marea Neagră este rezultanta aportului terigen, organogen și rezidual, la care se adaugă minerale autigene. Sedimentarea este controlată de factorul dinamic (K. M. Shimkus, E. S. Trimonis 1974).

Sursa terigenă constă în fragmente de cuarț, mice, feldspat, litoclaste, minerale grele (granat, amfiboli, piroxeni, minerale opace, staurolit), provenite din debitul solid al fluviilor, care dau provincii sedimentologice (ex. materialele aduse de Dunăre dă provincia Danubiană). Atît în zona de țărm (grindul Chituc), cît și spre larg (SE de grindul Chituc), nisipurile aluvionare s-au dovedit a avea minerale grele. Sedimentele terigene se urmăresc din dreptul Deltei Dunării pînă la cap Clisargic. La Mamaia, sursa terigenă este slab reprezentată. De la Mamaia spre sud materialul terigen danubian este antrenat spre larg fiind înlocuit la țărm cu material terigen rezidual sau material provenit din Dobrogea centrală și de sud, caracterizat prin îmbogățirea în minerale opace și piroxeni.

Sursa organogenă este foarte importantă în tot lungul plajei și a platformei. Biomasa totală după macrozoobentos este pe șelful Mării Negre de 31.920.657 tone din care în NW-ul Mării Negre 15.733.183 tone iar în celelalte zone de șelf 16.187.474 tone. Prezentăm mai jos repartiția cîtorva biocenoze importante din NW-ul Mării Negre, cu densitatea medie pe m^2. (Tabel 12.1).

În restul șlefului Mării Negre, biomasa, mai redusă, este datorată altor biocenoze. Pe țărmul și șelful românesc cochiliile carbonatate actuale, dominate de Mya arenaria în nord și de Mytilus în sud, ca și materialul relict, prin triturare, participă într-o mare măsură la alcătuirea sedimentelor grosiere (Fl. Marinescu, 1973). La aceste organisme macrobentonice se adaugă organismele planctonice, cu variație sezonieră în dezvoltarea lor. (Tabel 12.2).

Adăugînd algele din franja litorală și fitoplanctonul, putem avea o imagine generală a sursei organogene din Marea Neagră.

Tabel 12.1.

Repartiția biocenozelor importante din sectorul NW al șelfului Mării Negre

	Suprafața acoperită kmp	Densitatea medie ex/m²	medie (g/m²) Biomasă
nisipuri cu Mya arenaria	550	5 450	116
nisipuri cu Venus	546	236	347
nisipuri cu Bittium	261	370	105
nisipuri siltice	2 213	270	272
nisipuri cuarțoase	123	560	172
nisip bioclastic cu Phyllophora	11 689	461	460
mîl cu Abra	2 691	1 807	239
mîl cu Phaseolinus	430	210	317
mîl cu Hydrobia	135	2 290	136
cochilii de Mytilus	8 701	328	475

Tabel 12.2.

Participarea organismelor planctonice la sedimentarea din Marea Neagră

	Primăvara (mg/m²)	Vara (mg/m²)	Iarna (mg/m²)
Silicoflagelate	20	5	5
Diatomee	170	110	30
Dinoflagelate	10	180	20
Coccolitoforidee	130	2	2
Alte grupe	15	5	2

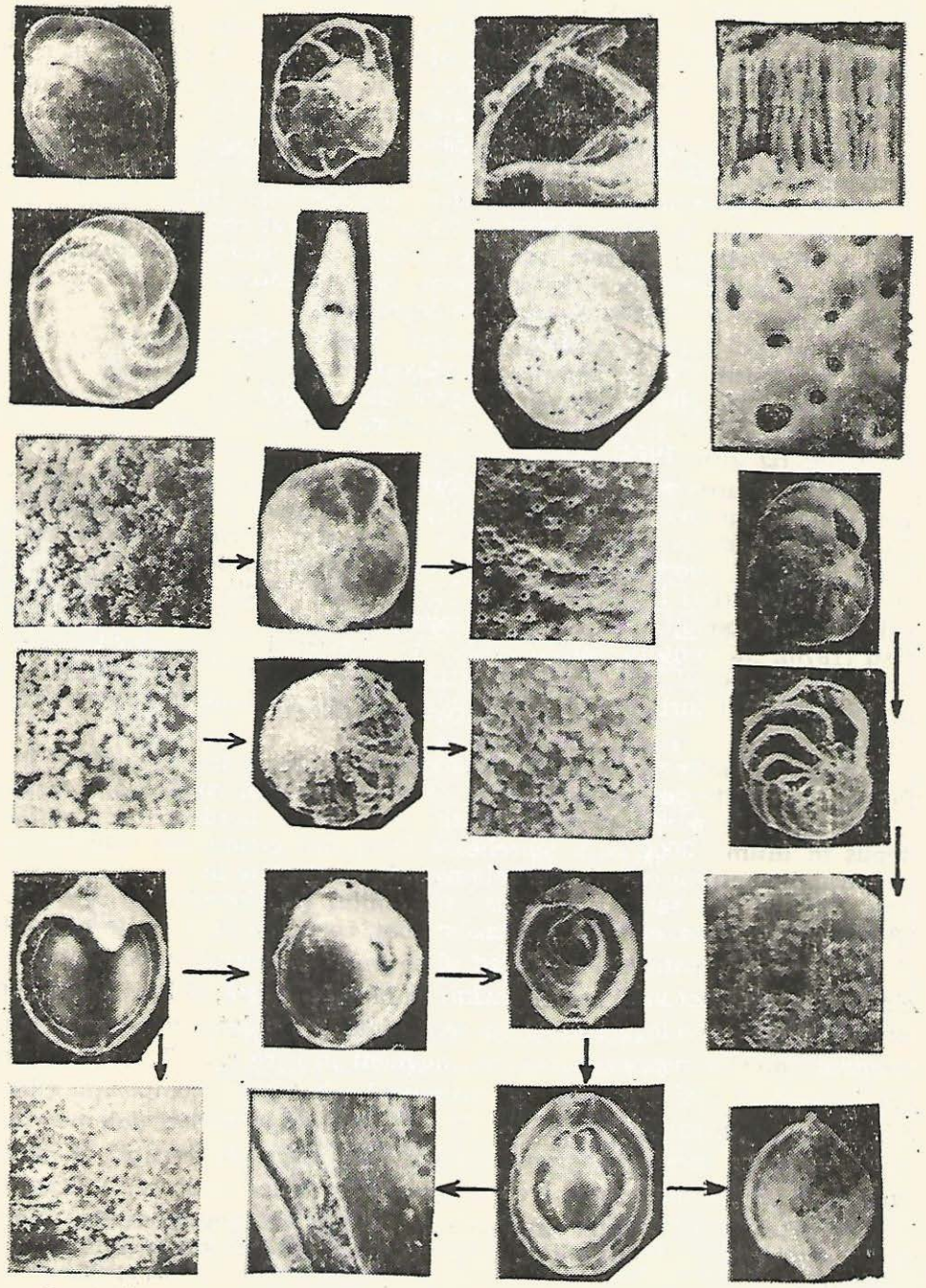
Cantitatea anuală de material organic acumulat în Marea Neagră este dublă față de cea depusă în Oceanul Planetar (3 mg/m³ carbon organic în Marea Neagră, față de 1,5/m³ în Oceanul Planetar). Așa se explică și cantitatea mare de humus din Marea Neagră 7,5 $\times$ 10^6 tone de origine planctonică și 3,5 $\times$ 10^6 de origine terigenă, adus de rîuri, în Marea Neagră, față de 4,5 $\times$ 10^9 tone de origine planctonică și 3,6 $\times$ 10^8 tone de natură terigenă, în oceanul planetar.

Sursa reziduală, reprezintă reluarea în sedimentarea actuală a diverselor tipuri de nisipuri cuaternare neconsolidate.

Amestecul materialului din aceste trei surse majore, dă subtipuri de sedimente ; terigen-organogene, organogen-terigene, organogen-reziduale, rezidual-organogene, rezidual-terigene.

Conținutul în moluște variază în funcție de repartiția acestor tipuri și subtipuri de sedimente, deci de natura substratului. Amintim cîteva asociații caracteristice țărmului și șelfului românesc (după G. Caraivan, 1982) ; asociația midiilor de stîncă (Mytilus galloprivincialis, Mytilaster lineatus la care se adaugă ca elemente secundare Bittium reticulatus, Cardium pussilum) ; aociația cu Cardium edule, Chione galina corugatula-localizate pe nisip, nisip mîlos ; asociația cu Mya arenaria, apărută recent în Marea Neagră se extinde de la N la S înlocuind treptat asociația cu Cardium edule ; asociația cu Spisula subtruncata triangula-localizată la

PLANSA 12.1



Planșa 12.1. — Foraminifere remaniate cu testul parțial distrus fizic și chimic.

20—30 m adîncime ; asociația midiilor de adînc, adaptate la substrat mîlos, siltic, unde apare împreună cu alte numeroase moluște bentonice adaptate la acest substrat. Toate asociații de moluște actuale ca și formaniferele trebuiesc diferențiate de moluște relicte care se disting prin cochiliile roase în timpul transportului, sau prin unele modificări fizico-chimice apărute după moartea animalului. (Pl. 12. 1.).

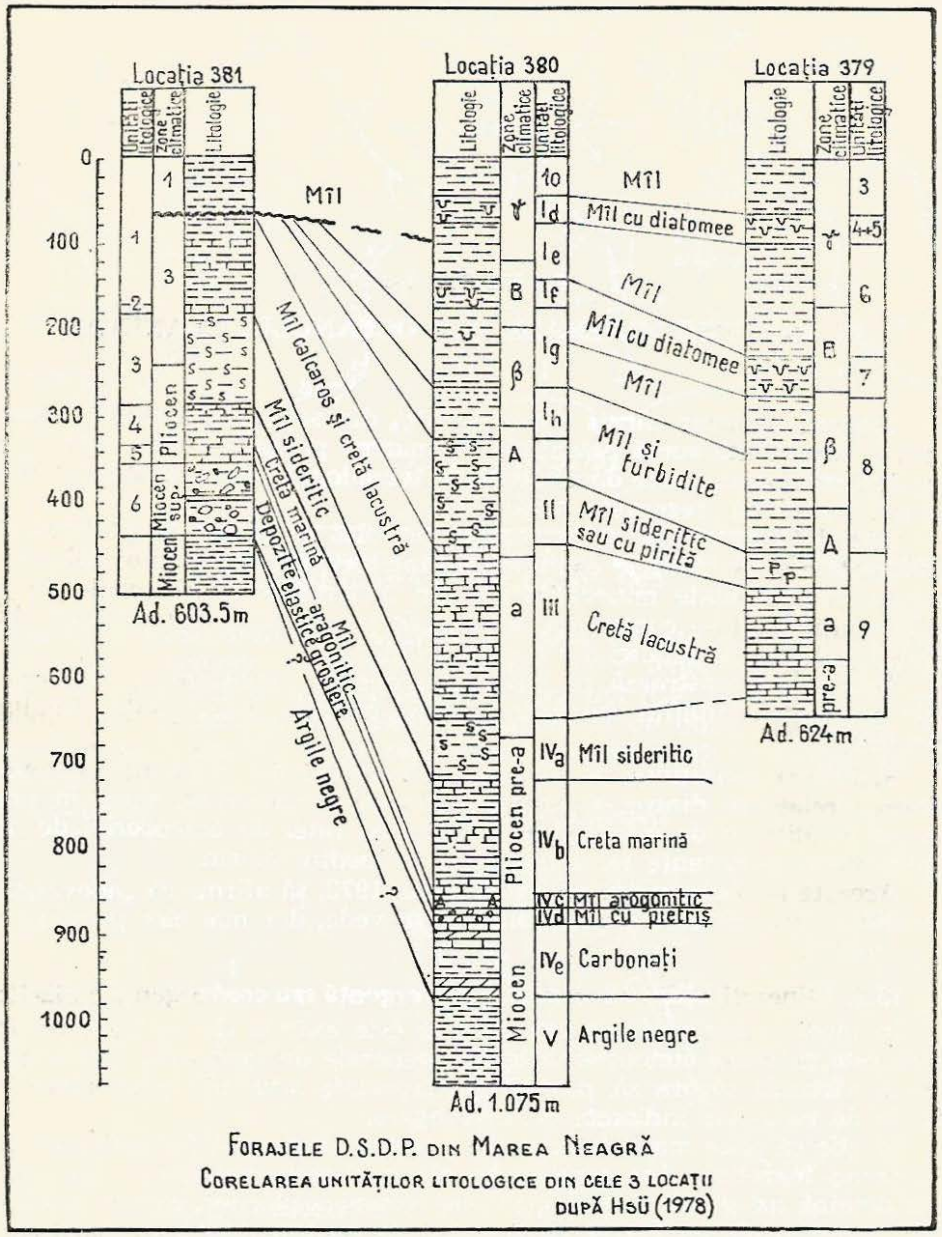
Substanța organică a dat prin descompunere o mare cantitate de humus, azot și aminoacizi, substanțe care influențează culoarea, structura, porozitatea, potențialul redox și pH-ul sedimentelor. Dintre acești compuși biochimici, azotul ca hrană a fitoplanctonului controlează dezvoltarea productivității primare și prin aceasta dezvoltarea întregului lanț trofic ; aminoacizii liberi în sediment, anunță începerea procesului de descompunere a substanței organice îngropate.

Materialul terigen adus de Dunăre, Nistru, Nipru Bug, se aglomerează pe șelful NW-ic, dar se prelungește ca un evantai pînă în zona adîncă a Mării Negre. Sursa terigenă din Munții Pontici, traversează șelful sudic îngust și ajunge în zona adîncă a Mării Negre sub formă de turbidite. (D. Jipa, 1974).

Sedimentarea actuală a Mării Negre este dominată de materialul terigen și de depunerea carbonaților autigeni (acumulați de Coccolitoforidee). În urma expediției Atlantis II, care a executat foraje de adîncime în Marea Neagră, succesiunea litologică urmărită în carote a permis stabilirea a cinci unități litostratografice (fig. 12. 16) ; argilele negre cu intercalația de carbonați și mîlul cu elemente de pietriș, au fost atribuite de Hsü (1978), Miocenului ; mîlul aragonitic și parțial mîlul sideritic ar reprezenta Pliocenul, iar creta lacustră, mîlul superior sideritic sau cu pirită, mîlul cu turbidite și alternanțele de mîl cu Diatomee, s-au depus în Cuaternar.

În pătura superioară de mîl cuaternar se disting trei subunități litofaciale. Urmărite de sus în jos acestea sînt : a) mîlul cu Coccolitoforidee (20 cm grosime pe panta continentală, 100 cm pe bordura continentală, depus în ultimii 3000 ani), marchează începutul condițiilor actuale ; aspectul sedimentului este de microlamine foarte bogate în coccolitul Emiliania huxleyi ; b) sapropelul, aflat sub mîlul cu Coccolitoforidee, are 20—45 cm grosime, cu aspect microlaminat, conservă încă multe coccolite și peridinee ; formațiunea a început să se depusă în urmă cu cca 7000 ani, cînd s-a instalat actualul regim euxinic în Marea Neagră; c) lutite laminate, cu numeroase nivele grosiere, cu sedimentație gradată, marchează un moment anterior regimului euxinic, moment în care rata de sedimentare era de 2—3 ori mai mare decît în primele 2 subunități compoziția mineralogică a sedimentelor dominate de cuarț, feldspat, calcit, dolomit, minerale grele — în special granate și minerale argiloase de tip illit, arată sursa danubiană, iar dominarea fragmentelor litice (calcare, vulcanite, metamorfite), a mineralelor grele — în special piroxeni și dintre mineralele argiloase — montmorilonit, arată sursa sudică (munții Pontici—Caucaz).

Secvențele turbiditice apar ca efect al dinamicii, încă activă a bazinului Mării Negre (D. Jipa, 1974).



FORAJELE D.S.D.P. DIN MAREA NEAGRĂ

CORELAREA UNITĂȚILOR LITOLOGICE DIN CELE 3 LOCAȚII DUPĂ HSÜ (1978)

Fig. 12.18. Corelarea unităților litologice din forajele executate de expediția Atlantis II în Marea Neagră. După Hsü, 1978.

Cunoașterea Mării Negre (substratul consolidat sau sedimentele actuale) cu toate substanțele minerale pe care le înmagazinează este în plină dezvoltare. De aceea mi se pare hazardat de a încerca, în această etapă, să tragem unele concluzii. Este sigur că și Marea Neagră — ca întregul Ocean Planetar — ascunde încă multe substanțe minerale utile.

PARTEA V-a

13, RESURSE MINERALE ALE OCEANULUI PLANETAR

Oceanul planetar căruia îi revine 70% din suprafața terestră, reprezintă o importantă sursă potențială de materii prime — unele intrate în circuitul economic, altele dependente de tehnologiile de exploatare și preparare, formează rezervele viitorului.

Sînt deja cunoscute și exploatate petrolul și gazele pe platformele continentale și pe pantele continentale inclusiv zona glacisului. Sînt cunoscute și exploatate mineralizațiile din pietrișurile și nisipurile de pe șelful continental — continuare a celor de pe uscat — sau cîmpiile abisale cu nodulii polimetalici din zonele profunde.

Aceasta demonstrează că pot fi descoperite substanțele minerale utile pe toate unitățile morfostructurale majore : șelf, pantă, funduri oceanice.

Stabilirea condițiilor de formare, a modului de zăcămînt — determinarea relațiilor dintre structura geologică și zăcămînt, duce la precizarea condițiilor de investigare, la mărirea ratei de descoperiri de noi zăcăminte de substanțe minerale utile în mediul marin.

Aceasta l-a determinat pe Peter Rona, 1973, să afirme că „adevăratul cercetător este cel care explică bine ce se vede, dar mai ales prevede ce nu se vede".

13.1. Mineralizațiile din zonele de divergență sau convergență a plăcilor

În mediul marin observarea directă este extrem de costisitoare. De aceea este necesară cunoașterea legilor generale de formare a zăcămintelor, în virtutea cărora să poată fi interpretate situațiile particulare — oferite de metodele indirecte de investigare.

Se știe că orice mare descoperire a fost și trebuie să fie anticipată de o viziune teoretică. Așa cum reese din capitolele anterioare concepția care domină azi gîndirea geologică este tectonica plăcilor, concepție dinamică asupra evoluției Terrei, conform căreia continentele s-au mărit constant iar oceanele s-au închis și s-au deschis. Litosfera rigidă (60—80 km grosime) plutește pe asterosfera plastică. În mișcarea ei, litosfera a fost segmentată în 6 plăci majore. O placă fiind egală cu un continent și o parte din bazinul oceanic adiacent (Eurasiatică, Americană, Africană, Australiană, Antarctică) excepție făcînd placa Pacifică singura alcătuită numai din substrat oceanic. La contactul dintre două macroplăci pot exista microplăci (fig. 13 1). Mișcarea plăcilor se face una în raport cu

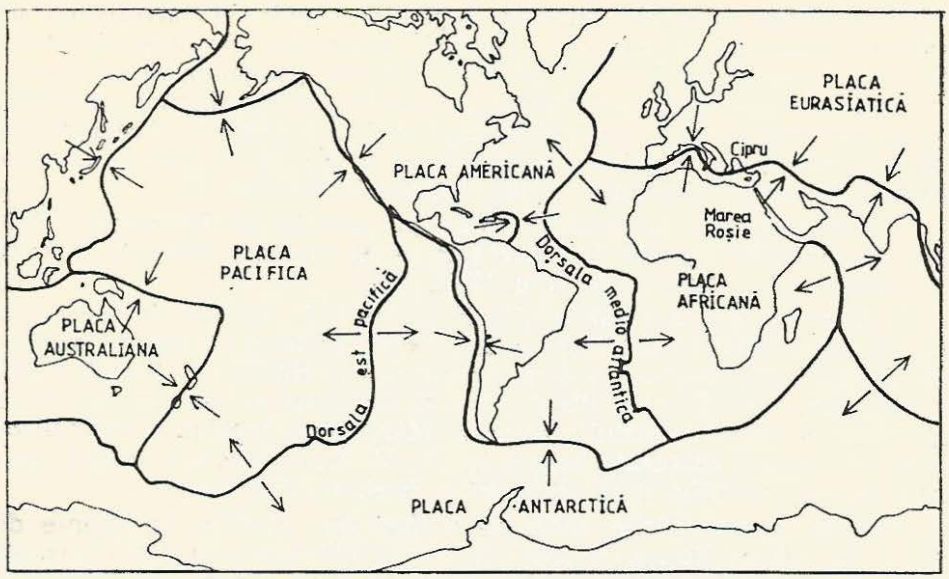


Fig. 13.1. Principalele macroplăci ale Pămîntului și sensul lor de deplasare. După Heezen și Mac Gregor, 1973.

cealaltă, limitele dintre ele apărînd ca zone înguste caracterizate prin cutremure, fenomene magnetice și adesea prin fenomene de metamorfism. Limitele de convergență sau de divergență (fig. 13. 2 și 13. 3), sînt sediul unor zăcăminte de sulfuri metalice — de obicei provenite din procesele hidrotermale — și repartizate geografic atît pe uscat cît și sub apă.

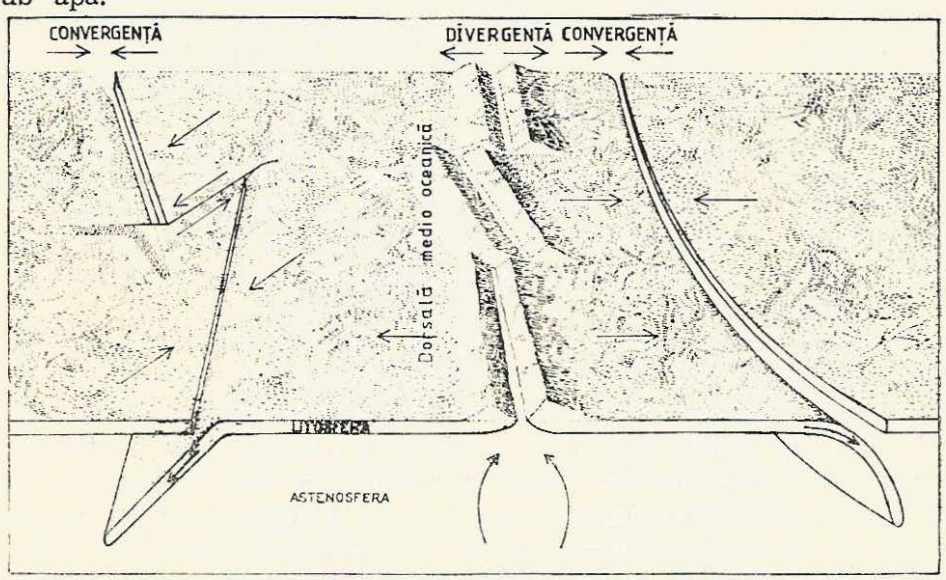


Fig. 13.2. Relațiile de divergență și convergență dintre plăci. După Heezen și Mac Gregor, 1973.

Zăcămintele de sulfuri metalice legate de zonele de convergență actuale sau fosile își au originea în soluții magmatice rezultate din topirea plăcii oceanice subduse. Zăcămintele Kuroko (Japonia), Filipine, centura vest Americană (Munții Stîncoși, Coastelor, Anzi) Mediterana de Est pînă în Pakistan — sînt asociate marginilor de convergență. Acelaș tip de sulfuri metalice asociate însă cu zăcăminte de aur se cunosc în Canada, Alaska, California, Venezuela, India, Nordul Australiei.

Alte mineralizații de sulfuri sînt asociate zonelor de divergență a plăcilor. Zăcămintele actuale din Marea Roșie și cele din masivul Troodos din Cipru sînt bine cunoscute. (Fig. 13.4).

În Marea Roșie, trei bazine (Chain, Atlantis II, Discoveri) la o adîncime de peste 2500 m au sulfuri metalice disiminate în sedimente pe grosimi care variază între 20—100 m. Conținuturile ridicate de metale (29% Fe, 3,4% Zn, 1,3% Cu, 1% Pb, 0,005 S, 0,005% Au) se datoresc soluțiilor hidrotermale legate de riftul median al Mării Roșii precum și aportul de metale din zonele adiacente bogate în Cu, V, Zn — etc. care ridică procentul de ioni metalici și al saramurilor fierbinți (hot brines).

Față de concentrările mari de sulfuri din stadiile incipiente de oceane (tip Marea Roșie), stadiile de divergență avansată a plăcilor, cu formare de creastă medio oceanică, s-au dovedit a avea concentrație maximă de metale în sedimentele care acoperă creasta medio oceanică. Îmbogățirea sedimentelor în Fe, Mn, Cu, Ni, Pb, Ca, Co. U. Hg ca și urmele de V, Cd, Bi sînt legate de soluțiile hidrotermale care pătrund prin fisuri, dizolvă minerale din rocile mai vechi și le precipită în sedimente nou formate.

Dragările executate pe creasta Ninety East — zona ecuatorială a Oceanului Indian, — au arătat o îmbogățire similară în sulfuri metalice a sedimentelor. Forajele de mare adîncime din cadrul Deep Sea Drilling Project (D.S.D.P.) din acelaș ocean au pătruns sub pătura de sedimente (400 m grosime) în roci vulcanice și ele bogate în sulfuri metalice. (Fig. 13. 3). Exploatarea lor de sub pătura de apă groasă de 4—5 km ridică încă numeroase probleme tehnologice.

Un eșantion recoltat din valea de rift a crestei medio-atlantice, a pus în evidență prezența nodulilor de mangan. Forma și dimensiunile nodulilor (5 cm diametru) dovedește o rată de creștere de 100 de ori mai rapidă, decît a nodulilor formați pe cîmpiile abisale. Accelerarea procesului de creștere a nodulilor din zona de rift este legată de aceleași manifestări hidrotermale.

În afara zonei din imediata apropiere a riftului medio-oceanic contactele divergente asigură în ambele plăci care se îndepărtează un conținut ridicat de metale pînă în sectoarele cele mai externe ale dorsalei. Sedimentele provenite de la 5000 m adîncime a apelor (baza pantei continentale de la S—E de New York) au cristale mici sau vinișoare de cupru nativ. Rocile vulcanice și pillow-lava ca și rocile intrusive de sub ele (fig. 13. 4), au de asemenea un conținut ridicat de metale, ele reprezentînd foste zone de rift împinse lateral prin acreație și acoperite de pătura sedimentară.

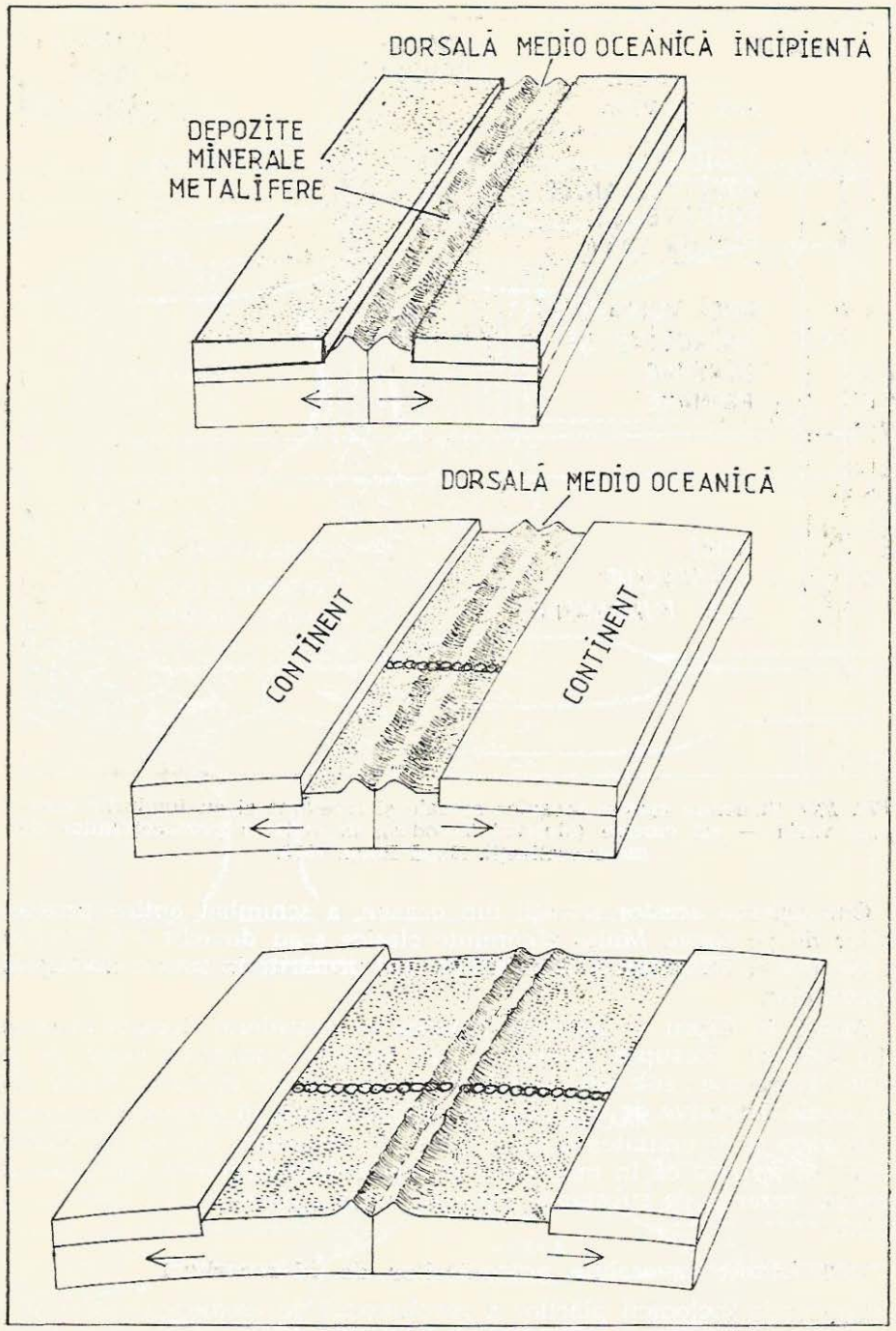


Fig. 13.3. Repartiția mineralizațiilor metalifere în funcție de gradul de divergență al plăcilor din zona dorsalelor medio oceanice. După Rona, 1973.

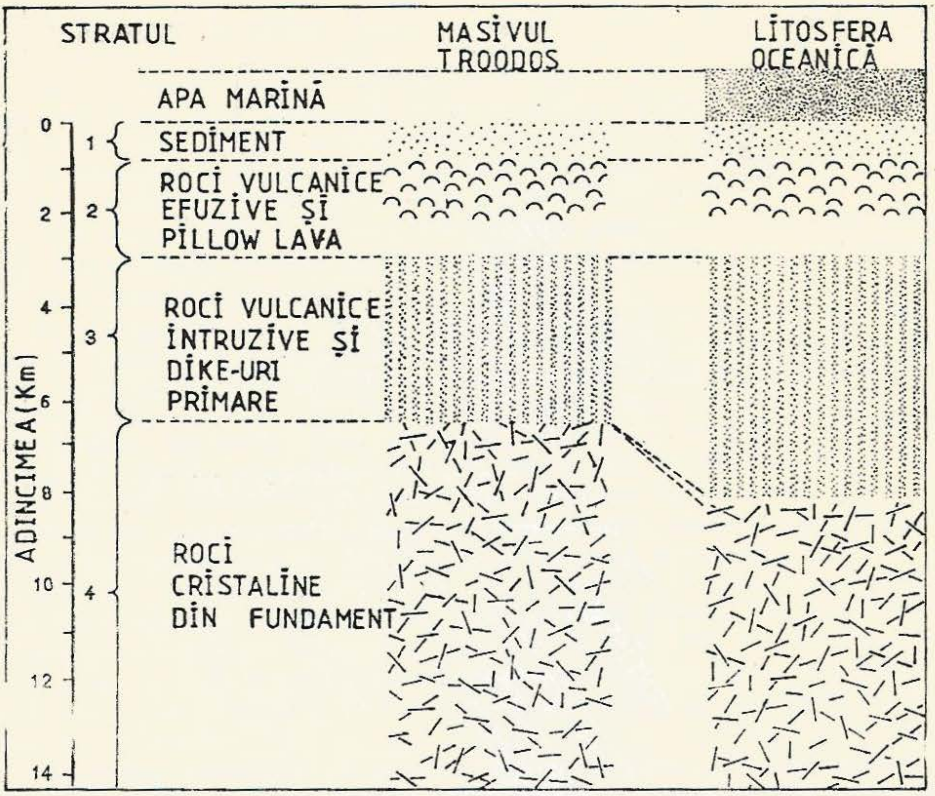


Fig. 13.4. Structura crestei oceanice actuale şi corelarea ei cu fundurile oceanice vechi — azi emerse (Masivul Troodos), în vederea prospecţiunilor de mineneralizaţii. După Rona, 1973.

Cunoaşterea acestor situaţii din oceane, a schimbat optica prospecţiunilor de pe uscat. Multe zăcăminte clasice s-au dovedit a fi similare sau identice ca structură şi chimism cu cele urmărite în zonele divergente ale oceanelor.

Astfel, în Cipru — Masivul Troodos — considerat dorsală oceanică veche ridicată deasupra apelor — are structură identică celor de pe plăcile divergente ; sub sedimentele bogate în sulfuri metalice, rocile efuzive şi cele intrusive de sub ele, sînt foarte bogate în elemente metalice.

Bogăţia şi diversitatea acestor tipuri de zăcăminte emerse ne îndreptăţeşte să sperăm că în momentul depăşirii dificultăţilor tehnologice de extracţie, rezerva de substanţe minerale utile a omenirii va spori considerabil.

13.2. Zonele favorabile acumulărilor de hidrocarburi

Concepţia tectonicii plăcilor a revoluţionat de asemenea optica şi în prospecţiunea marilor unităţi structurale susceptibile de a înmagazina hidrocarburi. Condiţiile primare (sursa de materie organică care să genereze petrolul, existenţa rezervorului natural, care să-l conţină şi a capca-

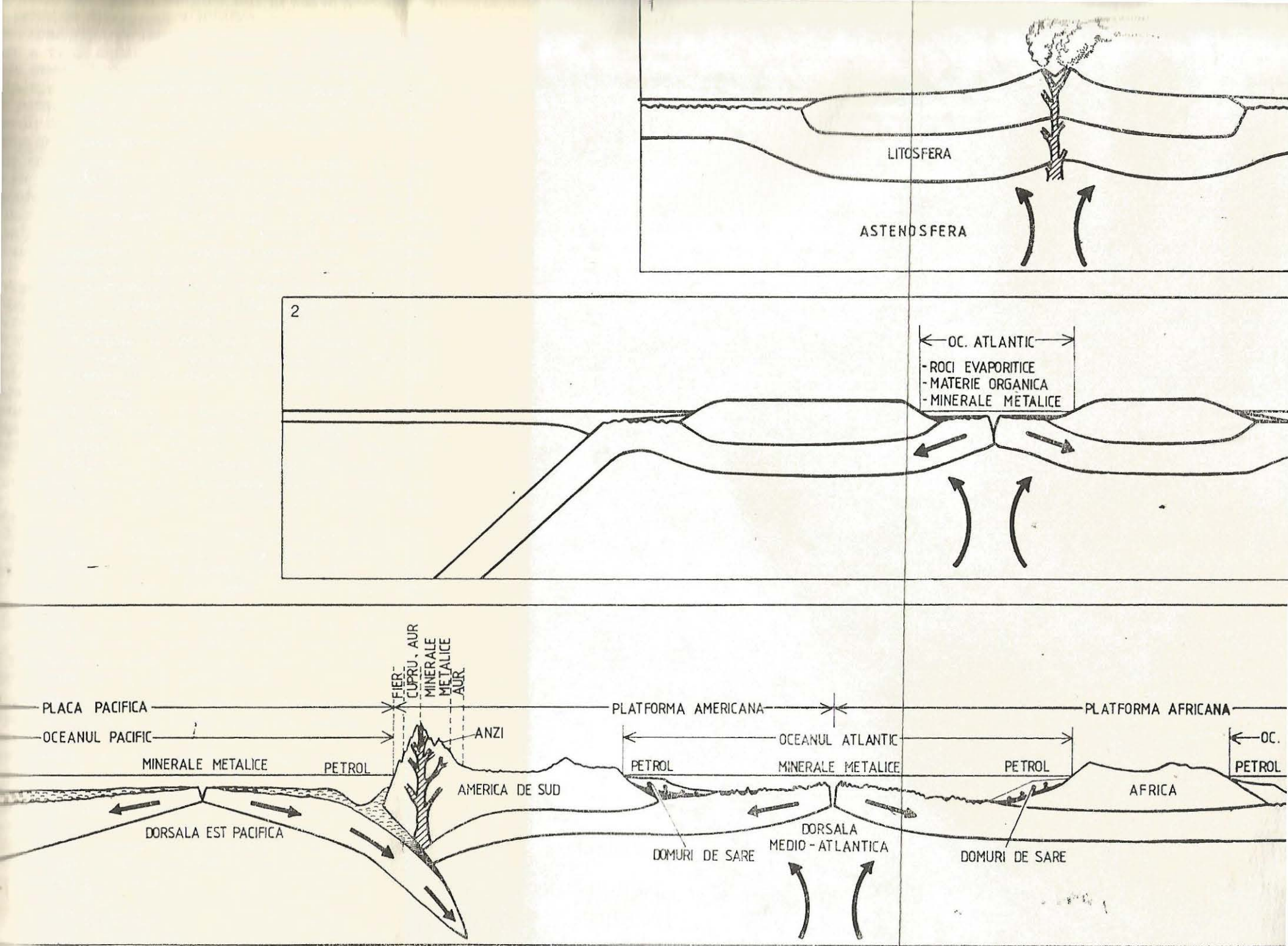


Fig. 13.5. Amplasarea principalelor substanțe minerale utile în funcție de convergența și divergența plăcilor. După Rona, 1973.

nelor care — să-l concentreze) pot fi întîlnite atît în cazul limitelor de convergență cît și a celor de divergență a plăcilor.

Pentru asigurarea condițiilor de formare a petrolului după etape exuberante de dezvoltare a vieții trebuie să se creieze, pe fundul bazinelor marine, regim euxinic (mediu toxic pentru viață) condiții în care materia organică existentă, în special cea planctonică ce alimentează continuu substratul, să nu fie consumată ca hrană de alte organisme. Deficitul de oxigen din aceste medii nu permite descompunerea hidraților de carbon — ei se vor înmagazina și acoperi de sedimente.

În cazul plăcilor convergente — fosele, bazinele frontale dar mai ales bazinele marginale, pot deveni bazine oceanice semi-închise în care sînt reținute sedimentele și materia organică. Circulația restrictivă a apelor din astfel de bazine, duce la deficitul de oxigen, la păstrarea materiei organice. Sub influența factorului termic și tectonic se realizează metamorfismul materiei organice și se formează structurile geologice (rezervoare și capcane pentru petrol). Aceste bazine semi închise sînt cele mai promițătoare arii pentru acumulările de petrol din oceane (fig. 13. 5).

Plăcile divergente, încă din stadiul primar, (Marea Roșie) realizează condiția esențială pentru formarea petrolului — mare închisă. Materia organică va fi păstrată. Evaporația și deficitul în alimentarea cu apă oceanică provoacă depunerea sărurilor. Continentele din jur, prin eroziune vor procura sedimentele terigene. Se vor depune în acest stadiu primar, roci sursă, roci magazin, evaporite.

În stadiul divergențelor avansate se formează un ocean deschis. Sedimentele organogene și sarea formate anterior, sînt îngropate sub noua pătură sedimentară depusă în condiții de ocean deschis. Sarea se va deforma, dînd domuri (capcane pentru hidrocarburi). Prezența domurilor în lungul marginilor stabile ale Oceanului Atlantic, obligă la reinterpretarea genetică a tuturor zonelor cu domuri de care sînt asociate petrolul și gazele.

Descifrarea condițiilor de formare a hidrocarburilor din zona limitelor plăcilor — convergente sau divergente — au făcut ca prospecțiunile pentru petrol, să depășească platforma continentală, lărgind foarte mult ariile de interes. Dificultatea, încă greu de învins, este adîncimea mare atît a apelor (4—5 km) care trebuiesc străbătute de coloana de foraj, cît și a sedimentelor acoperitoare a zăcămîntului (1—2 km).

Azi, rentabile pentru exploatare sînt platformele continentale de unde se extrag atît substanțe minerale utile din substratul consolidat, din sedimenele neconsolidate, cît și din apa marină.

13.3. **Acumulări de substanțe minerale utile în substratul consolidat**

În substratul considerat se întîlnesc substanțe minerale solide, lichide, gazoase înmagazinate în roci.

13.3.1. Dintre *substanțele minerale solide* cantoane în substratul consolidat, sarea gemă și sărurile de potasiu, se cunosc în Marea Baltică, U.S.A., Golful Mexic unde din cele 250 de domuri cu sare, 25 au și sulf exploatabil. Toate conțin petrol, în depozite de tip Caprook. (fig. 14.17). La sud-vest de Helsinki în Golful Finic, se exploatează fier-magnetit prin puțuri și galerii submarine. În Canada (Newfoundland) ca și în Golful Finic zăcămintele de fier-magnetit de pe uscat se continuă sub apă avînd rezerve de milioane de tone.

Importante rezerve de cărbuni sînt inventariate și parțial exploatate în Japonia, Anglia, Nordul Scoției, Noua Zeelandă, ele reprezentînd foste zone de țărm ,azi aflate sub apă.

13.3.2. *Substanțe minerale lichide-gazoase.* Pe șelful continental, mai puțin exploatat decît uscatul, există condiții de geneză și acumulare a hidrocarburilor, similare cu cele de pe continent. În principiu toate platformele continentale pot avea acumulări de hidrocarburi, cei circa 41 de milioane km^2, ce revin platformelor, urmînd să-și dovedească potențialul petroligen. Rezervele din Golful Mexic (pe platformă dar și la 3729 m adîncime — cîmpia Sigsbee), Golful Persic (rezerve de peste 50.000 milioane tone), din Marea Nordului (disputată între englezi, norvegieni, olandezi, R.F.G. și Danemarca), Golful Guineei (platformele Guineei, Gabon, Nigeriei), sînt legate de platformele stabile ale Oceanului Atlantic.

Marea Ohotsk, Marea Bering au importante rezerve de hidrocarburi legate de bazine marginale. Platoul continental al Insulelor Sahalin au permis conturarea a 40 zone petrolifere din care 7 produc importante cantități de petrol. Șelful japonez, Marea Galbenă, Marea Chinei, reprezină zone de concesionări masive (peste 175 de societăți dețin permise de exploatare pe o suprafață de 450.000 km^2). Platforma australiană avea în 1975 rezerve calculate de 300 milioane tone petrol și 212 miliarde m^3 de gaze. America de Sud (Brazilia, estuarul La Plata, Argentina) descoperă noi bazine de petrol pe platforme, în afara celor care se continuă de pe continent. America de Nord cu vestitele zone din Canada, Alaska, Baltimoore, Geeorges Bank (240 km lungime, 100 km lățime) demonstrează că practic toate platformele continentale au sectoare cu hidrocarburi.

În Mediterana (Marea Adriatică, Marea Egee) în Marea Neagră (Marea de Azov sau vestul Crimeei), Marea Caspică, au fost de mult puse în evidență importante rezerve de hidrocarburi. De curînd au fost puse în evidență hidrocarburi pe șelful românesc și bulgăresc.

Pantele continentale, în cazul în care au bazine de baraj, pot conține hidrocarburi dar mai ales baza pantei s-a dovedit a avea structuri favorabile acumulărilor de petrol (domurile de sare care în Mexic produc petrol au fost identificate și în Atlanticul de Sud în fața Africei și Braziliei în vestul Floridei, în Mediterana).

Aceasta a făcut să se estimeze că în 1987 producția de petrol din domeniul marin va reprezenta 35—40% din producția totală mondial.

13.4, **În sedimente neconsolidate** care acoperă fundul mărilor și oceanelor se acumulează substanțe minerale utile în : 1) zone de plajă și 2) zonele adînci ale platformelor și fundurilor oceanice medii, legate fie de aportul terigen, fie reprezentînd minerale autigene.

1) *În zona de plajă* mineralele grele (magnetit, ilmenit, zircon, rutil, monazit) sînt de mult exploatate în Florida, Carolina de Nord, Quebek, Costa Rica, Brazilia, Argentina, Chile, Egipt, Africa de Sud). Ele sînt dependente de sursa detritică de pe continent și de regimul hidrodinamic. Pot apare și la adîncimi mai mari în cazul plajelor vechi inundate, sau a curenților de densitate.

Diamantele, exploatate în sudul Africei de la 30—40 m sub apă unde se prelucrează zilnic 18.000 tone nisip pentru a se extrage în medie 700 carate diamante, sau cromitul, de pe plajele Australiei arată că sursa terigenă poate oferi o gamă foarte variată de substanțe minerale utile.

2) *În zonele profunde* mîlul cu globigerine (într-o combinație chimică foarte propice pentru utilizare în industria cimentului) sau mîlul cu diatomee (cu calități excelente de izolant termic (fonic, filtre minerale) oferă rezerve inepuizabile.

Nodulii sau crustele polimetalice întîlnite de la 50 pînă la 8000 m adîncime au permis conturarea a 500 zone exploatabile cu un conținut mediu de 12.000 tone pe km^2. În ei s-au identificat 27 elemente chimice majoră și 15 elemente minore.

Cu toate dificultățile tehnologice și juridice, se investesc sume imense pentru exploatarea nodulilor. (Firma Deep See Ventares a investit în 1975 250 milioane dolari). În Marea Roșie, au fost puse în evidență sedimente bogate în metale (în fosa Atlantis II rezervele estimate sînt de 50 milioane tone).

13.5. **În apa mării** au fost identificate 60 de elemente chimice cu grade diferite de concentrație. Dintre acestea se extrag deja, clorul, sodiul, magneziul, borul. În zonele cu saramuri fierbinți (= hot briens) au fost puse în evidență concentrații mari de metale (fier, 64,2%, mangan 36,5%, zinc 20%, cupru 4,5%, argint 295 gr/tonă, aur 5,6 gr/tonă) Recunoscute la început în Marea Roșie (fosele Discovery, Chain, Atlantis II) saramuri fierbinți asemănătoare au fost descoperite în zona riftului nord-atlantic în apropiere de Islanda. Aceasta dă posibilitatea investigării fostelor rifturi, azi exondate, în care rezervele de metale pot apare la fel de concentrate.

Fără a fi un inventar al rezervelor minerale utile pe care le oferă mările și oceanele lumii, am prezentat cîteva situații devenite clasice, de descifrare a originei și structurii zăcămintelor submarine care ar justifica necesitatea cunoașterii geologice a Oceanului Planetar, Exploatat rațional, Oceanul Planetar, ar putea rezolva necesarul de materii prime al omenirii.

PARTEA VI-a

14. METODE DE INVESTIGARE

Rezolvarea problemelor de geologie marină depinde într-o mare măsură de mijloacele de observare și de prelevare a probelor de sub apă. Adîncimea apei și relativa ei inaccesibilitate, face ca investigara mediului marin, să fie indisolubil legată de folosirea unor nave utilate cu aparatură de cea mai înaltă tehnicitate. Pentru deplasarea navei ca și pentru prospectarea resurselor de pe fundul oceanului, de o primă importanță este cunoașterea topografiei submarine, care s-a dovedit a fi cel puțin la fel de complicată ca cea a uscatului.

14.1. Mijloacele de investigare

Ca să se ajungă la nivelul actual de cunoaștere al oceanelor, au fost necesare trei secole de cercetări marine, primele cu totul sporadice : de la dragările făcute la începutul secolului XVIII — de vicontele de Marsilli în largul golfului Marsilia și al golfului Cassis, s-a trecut la misiuni marine (prințul Albert I de Monaco împreună cu Sudry și Thoulet) sau la primele lucrări de informare asupra topografiei fundului oceanelor (sir John Murrey).

Deși expediții oceanografice au fost numeroase în secolul al XIX-lea, cu totul remarcabilă este cea întreprinsă de nava Challenger (1872—1876) sub conducerea lui Sir C. Wyville Thomson care în afara performanțelor de distanță parcursă (68.890 mile marine), a executat foraje submarine (492) dragaje (133), un număr mare de măsurători referitoare la factorii fizico-chimici, la dinamica apelor, conținutul biologic (4700 specii noi), depășind prin volumul de date recoltate tot ce se cunoscuse pînă atunci din domeniul oceanelor.

Expedițiile care au urmat, organizate de diverse state (Germania nava Gazelle, Rusia nava „Viteaz", Austria nava „Pola", America nava „Blake", Norvegia nava „Fram") au adus numeroase contribuții la cunoașterea unor zone ale Oceanului planetar.

În prima jumătate a sec. XX expediția „Meteor" (1925—1927) a început seria cercetărilor sistematice cu scopuri foarte precise (topografia fundului oceanului, tipurile de sedimente și organismele de pe substrat, fizica, chimia, biologia oceanelor). Rezultatele au fost grupate în primul tratat de oceanografie (H. U. Sverdrup, M. W. Johnson și R. H. Fleming (1942) (D. Ross, 1976).

Rezultatele economice și științifice obținute, justifică pe deplin investițiile din ce în ce mai mari care s-au făcut și se fac pentru cercetarea domeniului marin. Mijloacele tehnice utilizate au limite de aplicabilitate fapt care determină utilizarea lor selectivă. Nu se poate concepe cercetarea marină fără nave de cercetare.

14.2. **Nava de cercetare** este dotată cu apartură și tehnică nouă adesea unică. Mult spațiu este ocupat de laboratoare, aparate și echipamentul electronic necesar atît manevrării navei cît și prelucrării datelor, în special cele de geofizică (gravimetrice, magnetometrice (fig. 14.1). Vinciuri puternice pentru coborîrea aparatelor pe fundurile mărilor adînci și ocea-

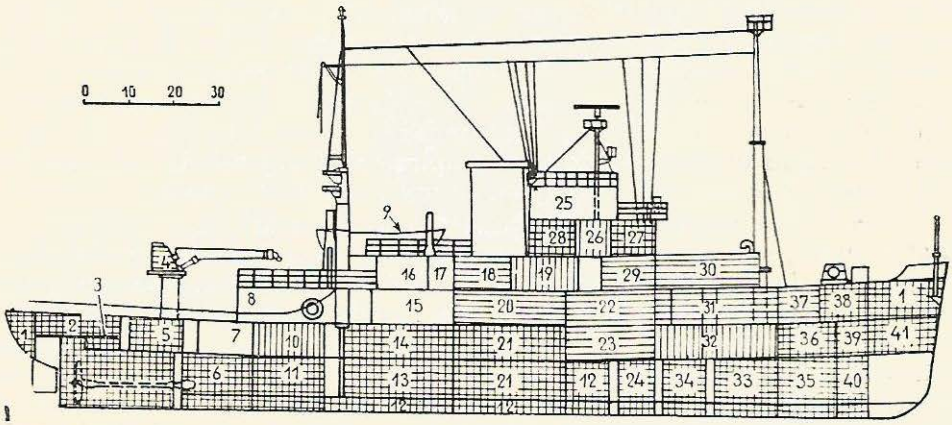


Fig. 14.1. Secțiune prin nava „Chain". Termenii de babord și tribord se referă la partea stîngă și respectiv dreapta a navei ; 1 — Magazie — materiale de punte (prova și pupa) ; 2 — Instalație de guvernare ; 3 — Gardă elice ; 4 — Grui hidraulic ; 5 — Magazie ; 6 — Tancuri de combustibil ; 7 — Laboratorul inferior ; 8 — Camera vinciurilor ; 9 — Barcă de salvare ; 10 — Cabine cercetători (babord și tribord) ; 11 — Tanc pentru păcură ; 12 — Combustibil ; 13 — Sala motoarelor ; 14 — Sala instalațiilor de control ; 15 — Laboratorul principal ; 16 — Laboratorul pentru măsurarea umidității ; 17 — Generator de rezervă ; 18 — Cabine ofițeri (babord și tribord) ; 19 — Cabine cercetători ; 20 — Careul ofițerilor (babord), Bucătărie (centru), Careul echipajului (tribord) ; 21 — Sala generatorului principal ; 22 — Cabine ofițeri ; 23 — Cabine echipaj ; 24 — Apă potabilă + Combuză pentru provizii uscate ; 25 — Laboratorul superior ; 26 — Camera hărților ; 27 — Timonerie ; 28 — Cabină radiotelegrafist ; 29 — Bibliotecă (tribord) Biroul științific (babord) ; 30 — Șeful expediției (babord) comandantul navei (tribord) ; 31 — Cabine echipaj ; 32 — Cabine cercetători ; 33 — Compartimentul acumulatorilor; 34 — Traductor — Magazie de materiale — Puț de aerisire; 35 — Combuză pentru provizii uscate ; 36 — Combuză frigorifică ; 37 — Cabine echipaj — Spălător ; 38 — Camera de comandă a vinclurilor și ancorei ; 39 — Combuză pentru provizii uscate ; 40 — Puțul lanțului de ancoră ; 41 — Picul prova (compartiment de coliziune). (După E. Seibold, 1974).

nelor, precum și spațiile de depozitare, sursele de lumină — limitează spațiul de locuit și recreere al personalului de bord și cercetătorilor. Nava trebuie să-și păstreze cu toate acestea autonomia, agilitatea și stabilitatea.

Valoarea unei curse este foarte ridicată ea însumînd costul navei și aparaturii, costul utilizării zilnice și al întreținerii — precum și salariile ridicate ale întregului personal.

De aceea o expediție oceanografică este complexă și de cele mai multe ori internațională, grupînd specialiști pe probleme din toată lumea.

Cercetarea se face prin : 1) observare directă (scafandri autonomi, instrumente lansate în apă, teleobservație) ; 2) cartografie submarină (sondaj vertical, sondaj lateral) ; 3) prelevarea probelor din substratul neconsolidat ; 4) prelevarea probelor din substrat dur, datele obținute permițînd stabilirea ; 5) metodelor de foraj geologic în mediul marin.

14.3. **Observația directă** se bazează pe trei tehnici uzuale : a) scafandri autonomi, b) instrumente submarine, c) teleobservații.

14.3.1. *Scafandri autonomi* (Leprieur, Cousteau-Gagnon, Parker) pot efectua observații geomorfologice de amănunt (carst inundat, faleze submarine, bariere recifale, terase, cordoane litorale submerse), pot recunoaște natura substratului, pot fotografia și chiar recolta probe.

Aria lor de activitate acoperă cel mult cîțiva km^2, în mod frecvent pînă la adîncimea de 50–50 m scufundarea fiind totodată limitată ca timp. Utilizînd un amestec de gaze respiratorii (oxigen-heliu de exemplu) pot atinge adîncimi mai mari (pînă la marginea platformei).

14.3.2. *Instrumente submarine.* Primele încercări de a învinge ostilitatea mării s-au concretizat în construirea unor camere de observație suspendate de un cablu (turelele de tip Galeazzi). Pericolul pe care-l prezintă ruperea cablului a făcut ca foarte repede să se renunțe la ele.

Au fost înlocuite cu s u b m e r s i b i l e (submarine mici) caracterizate prin autonomie de deplasare sub apă ; în ele pot încăpea cîțiva observatori ; sînt dotate cu camere de televiziune, sonar, telemanipulator capabil să recolteze probe. Sînt utilizate pentru cunoașterea morfostructurii, sedimentologiei, proceselor hidrodinamice, în zonele de amplasare a unor lucrări de foraj sau chiar pentru supravagherea lucrărilor de foraj și a conductelor submerse. Dezvoltarea rapidă a lucrărilor sub apă a determinat o dezvoltare la fel de rapidă a submersibilelor, an de an performanțele lor fiind mai mari (Benthos 1963, Alvin 1964, Aluminaut 1965, Deep Star 1966, Deep Diver 1967 aparțin lui Woods Hale Oceanographic Institut : GLORIA (Geological, Long Renge Inclinad Asdic) de 10 m lungime, nelocuit, teleghidat și prevăzut cu aparatură de luat fotografii, aparține englezilor ; japonezii au studiat cu submersibilul Yomiuri (1964) platforma japoneză și marea barieră recifală. Canadienii cu Self Diver (1970) au studiat aflorimentele și sedimentele de pe platformă. Dintre cele mai mici submersibile destinate cîmpurilor petrolifere din Marea Nordului sînt $P.C._8$—$P.C._{8b}$—$P.C._{12}$ care pot purta 2 persoane.

F a r f u r i i l e s c u f u n d ă t o a r e ale lui J. Y. Cousteau (1961) sînt mici unități autonome cu doi observatori permițînd scufundări pînă la 300 m (un nou model (1972) se scufundă pînă la 1000 m) prevăzute cu televiziune și telemanipulator.

Dar, atît prin necesitatea unei nave care să le pună în imersie cît și prin costul lor foarte ridicat — submersibilele ridică importante probleme de economicitate.

În cazuri speciale se utilizează s u b m a r i n e a u t o n o m e s a u b a t i s c a f e (fig. 14.2) bogat echipate și cu eficiență maximă în recoltarea datelor.

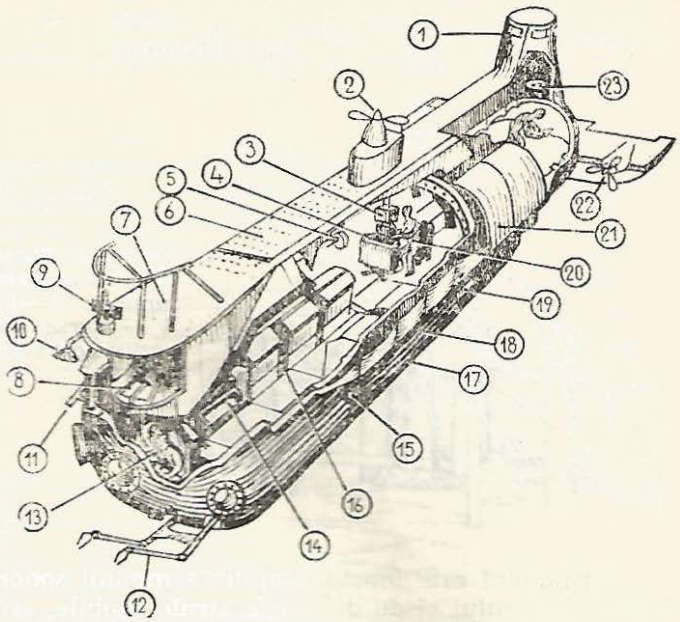


Fig. 14.2. Submersibilul „Aluminaut", schița de structură ; 1 — Acces pupa ; 2 — Motor de propulsie verticală ; 3 — Monitor de televiziune ; 4 — Echipament ultrasonic pentru sondare spre înainte ; 5 — Girocompas ; 6 — Suprastructura punții ; 7 — Tambuchi prova ; 8 — Gura de acces prova ; 9 — Antenă ultrasonică ; 10 — Lampă extensibilă ; 11 — Cameră de televiziune și instalație de iluminare ; 12 — Brațe mecanice ; 13 — Observator ; 14 — Butelie cu oxigen ; 15 — Reflector babord ; 16 — Baterie ; 17 — Sonar lateral (sub tancul de balast) ; 18 — Suprastructura chilei ; 19 — Dispozitiv de evacuare a balastului ; 20 — Comandant ; 21 — Tanc de balast ; 22 — Motor de propulsie babord ; 23 — Gură de acces la pupa. După D. Ross, 1976.

Batiscafele concepute de J. Piccard și ameliorate de Houot et Wilm, au traiecte verticale și nu execută decît slabe deplasări laterale — la contactul cu fundul oceanului. Cea mai mare parte a spațiului este ocupată de aparate de măsură și dispozitive de prelevare a probelor. Acelaș lucru este valabil și pentru „Mesoscafe" cu deplasare lejeră în masa de apă, fiind utilizate în special pentru studierea curenților (ex. Gulf Streem).

14.3.3. *Teleobservațiile* grupează toate examenele optice. Fotografia și cinematografia submarină puse la punct de Rebikoff, Edgerton și Cousteau — utilizează un suport stabil („troică") pentru camera de luat vederi și instalația electrică. Poziționarea se face prin instalația ultrason, aparatele trebuiesc menținute la o anumită distanță față de substrat pentru ca suprafața prevăzută pentru fotografie să poată fi prinsă în cîmpul optic al aparatului (fig. 14.3)

Televiziunea în curs de perfecționare, reușește să ia imagini clare pentru platforme dar sînt încă probleme de învins pentru fundurile adînci ale oceanelor.

Se utilizează pentru detaliu sau pentru urmărit evoluția formelor actuale. Clișeele obținute prin satelit ($EARTS_1$) permit prospectarea sistematică a substratului, studierea păturei de apă cu suspensii și deci a ratei de sedimentare.

14.4. **Cartografia submarină** se bazează azi pe emisia continuă de ultrasunete (echo-sondajul = sondajul vertical). Etapele anterioare de măsurare a adîncimii apei — sonda cu plumb și sondajul cu sunet al lui

Marti au fost înlocuite prin aparate de emisie (Edo Atlas Werk, Sparker, Gas Exploder) purtate de nave și aparate de recepție foarte sensibile (D. PR. „Alden Precision" „Deep Recorder").

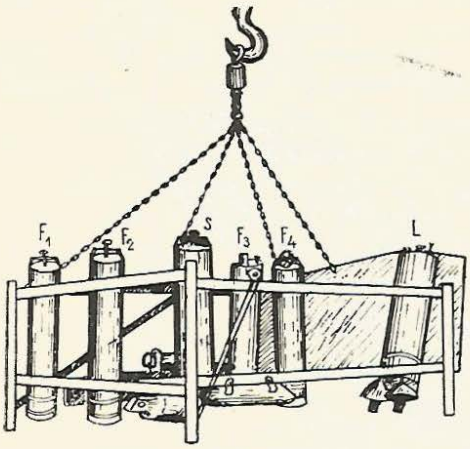


Fig. 14.3. Sistem de fotografiere submarină cu aparate multiple : L — sursa de lumină ; F_1—F_4 aparate de fotografiat ; S — sursa sonoră pentru determinarea poziției deasupra fundului. După D. Ross, 1976.

Principiul este foarte simplu : semnalul sonor emis este reflectat de fundul bazinului și de diferitele strate mobile, semi-consolidate sau consolidate. Penetrația undei sonore variază dela cîțiva metri la cîteva sute de metri ; unda reflectată este recepționată prin intermediul unui hidrofon atîrnat de navă : se fac totodată înregistrări care pot da imaginea profilelor transversale. Aceasta permite depistarea bancurilor dure de sub învelișul de sedimente neconsolidate, canioanelor, faliilor etc. (fig. 14.4).

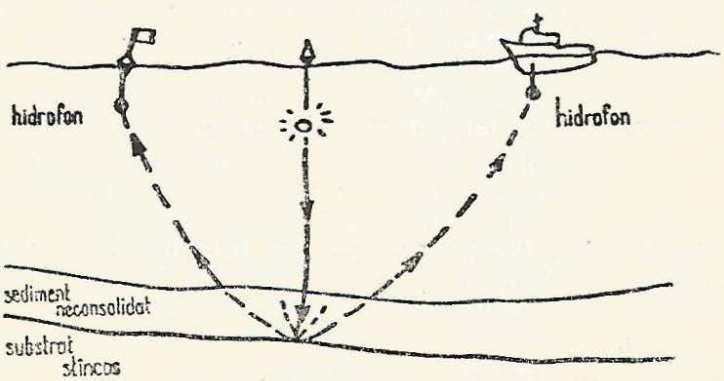


Fig. 14.4. Sondajul acustic (ecosondajul). După J. Blanc, 1972.

Investigarea se face pe trasee lineare, continue. Se înregistrează intervalul de timp care separă emiterea semnalului acustic și întoarcerea lui prin reflexie (ecoul) de pe fund (fig. 14.5). Pe hîrtie specială se înregistrează toate deformările substratului. Ecograma (fig. 14.6) redă, cu precizie de 20—50 cm, adîncimea și dă indicații asupra naturii substratului.

Pentru confirmarea imaginei fundului se utilizează sondajul lateral (Asdic, Sonar I) bazat pe principiul : un emițător purtat sau tras de vas,

emite lateral impulsuri sonore şi primeşte ecourile transmise la un înregistrator. Baleiaul acustic executat de conul de emisie principal, realizează o analiză a fundului bazinului situat de o parte şi de alta a traseului va-

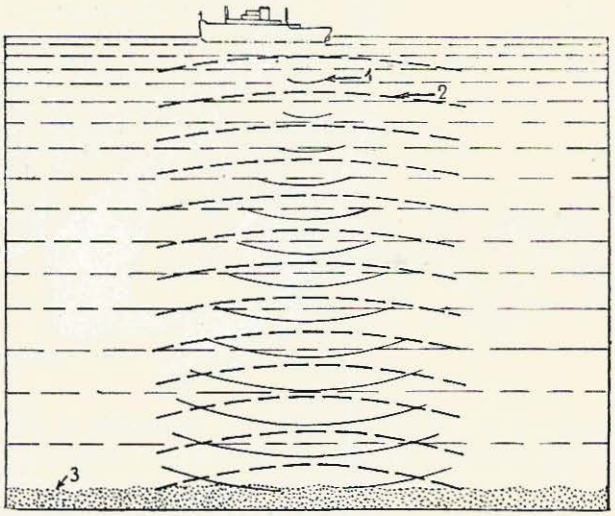


Fig. 14.5. Propagarea undei acustice emise şi a celei reflectate de fundul oceanului (2). După D. Ross, 1976.

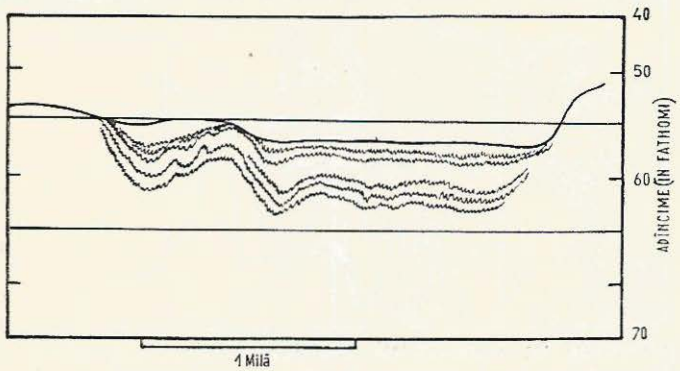


Fig. 14.6. Ecogramă ce pune în evidenţă relieful fundului oceanului şi stratificaţia de sub sedimentul de suprafaţă. După D.S.D.P., 1972.

sului. Imaginea înregistrată „sonograma" (fig. 14.7) este o vedere în plan foarte deformată — puterea de reflectare a refectatorului fiind hotărîtoare. Însumate, ecogramele şi sonogramele permit stabilirea imaginei în plan a fundurilor oceanice (harta fundului oceanic) (fig. 14.8).

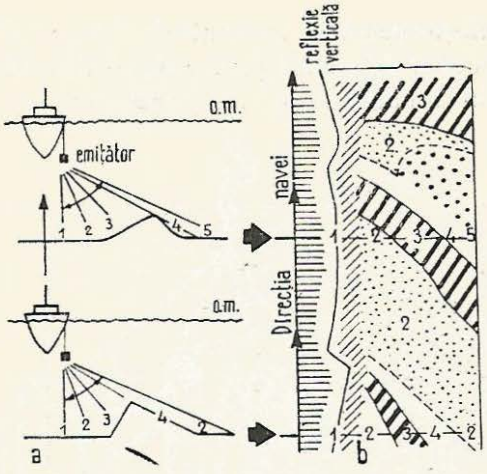


Fig. 14.7. Sondajul lateral : a — principiul baleajului ; b — schema înregistrării ; 1 — Reflexia verticală (profilul fundului marin sub traseul parcurs de navă) ; 2 — reflexie laterală slabă ; 3 — Reflexie laterală puternică pe un versant expus baleiajului ; 4 — Versant „cu umbre" ; 5 — Reflexie laterală puternică pe un fund grosier. După J. R. Vanney, 1976.

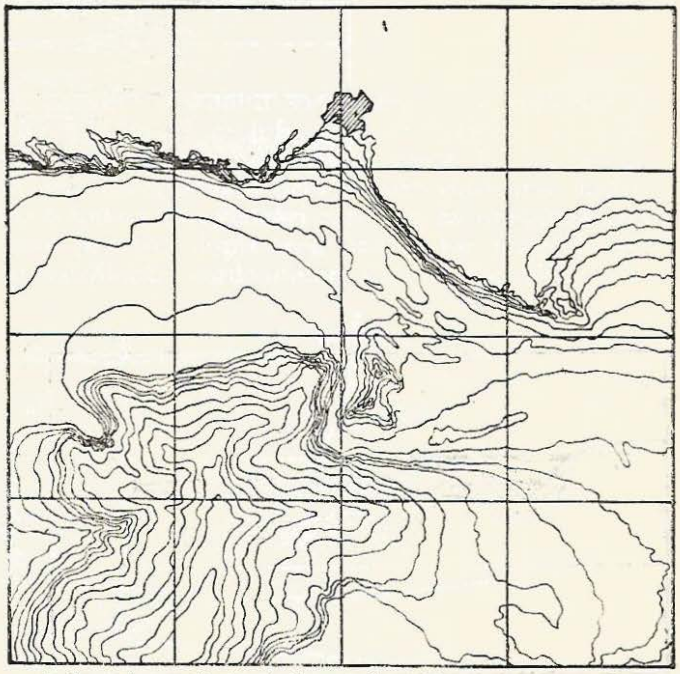


Fig. 14.8. Harta batimetrică a platformei continentale din regiunea Provence. După J. R. Vanney, 1976.

14.5. **Prelevarea probelor în substratul moale.** Pentru a realiza o imagine litologică a sedimentelor moi, neconsolidate, se utilizează : a) dragaje ; b) greifere ; c) carotiere.

14.5.1. *Dragajele.* Draga Charcot cu cadru metalic, foarte grea, rezistentă, sau draga de tip „Spatangue" (J. Picard) adună sedimentele superficiale. Pentru a nu le amesteca, draga trebuie puțin timp lăsată pe substrat — iar sedimentul, recoltat într-un sac de iută des sau de plastic pentru a împiedica spălarea în timpul ridicării probei spre navă. Se obține o imagine asupra sedimentului și a populațiilor bentonice superfi-

ciale. Dragările pe pante — trebuiesc executate cu viteze mici și pe distanțe foarte scurte pentru a evita declanșarea curenților turbizi.

14.5.2. *Greiferele* sînt utilaje metalice alcătuite dintr-o cupă închisă de un angrenaj de piese triunghiulare care se închid (Fig .14.9) în mo-

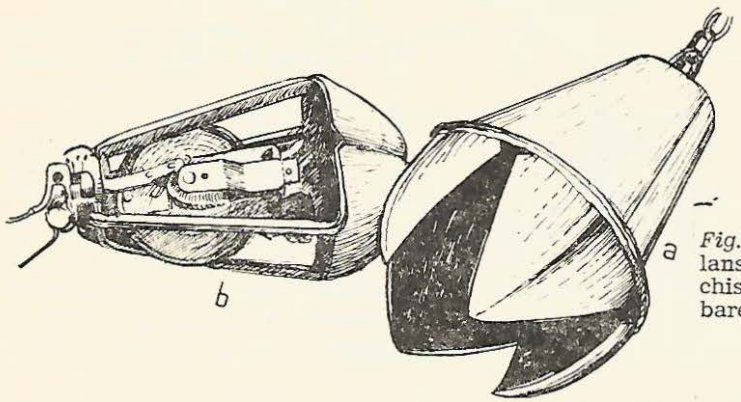


Fig. 14.9. Greifere în lansare și în poziție închisă (b), după probare. După D. Ross, 1976.

mentul cînd atinge substratul și pătrunde în sediment. Pentru a nu pierde sedimentul prin spălare în timpul ridicării la suprafață, după recoltarea probei, greiferul este îmbrăcat automat într-o husă de pînză.

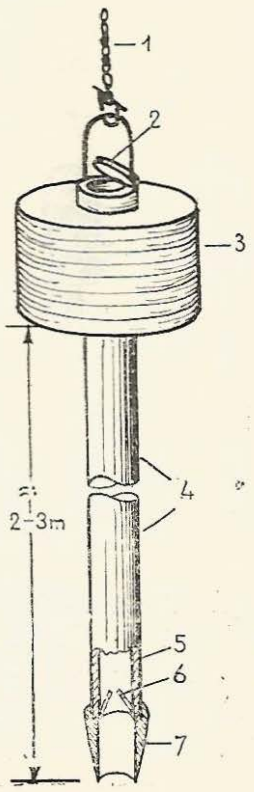


Fig. 14.10. Tip obișnuit de carotier gravitațional ; 1 — cablu 2 — capacul de închidere (cînd carotierul este ridicat și de deschidere (cînd este coborît) ; 3 — greutăți (lest în total 200—350 kg ; 4 — tub carotier ; 5 tub de plastic interior ; 6 deținător de carotă (împiedică pierderea probei în timpul ridicării ; 7 — capul carotierului cu muchii ascuțite. După D. Ross, 1976.

14.5.3. *Carotierele*, utilaje mai complexe, ne pot oferi o secțiune verticală a sedimentelor străbătute (carota). Carotierul gravitațional (Fig. 14.10) alcătuit dintr-un cilindru rigid, lestat la capătul superior, sau carotierul cu un piston în interior (carotierul Kullenberg, fig. 14.11). Pătruns în pătura de sedimente mobile, „aspiră" carote de 5—10 sau chiar 20 m.

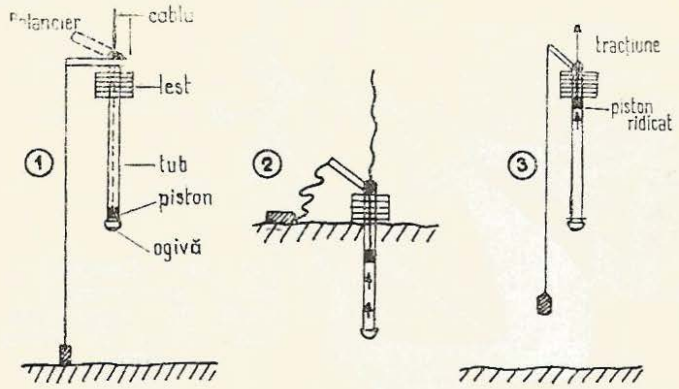


Fig. 14.11. Carotier cu piston (tip Kullemberg) model de funcționare. După J. Blanc, 1972.

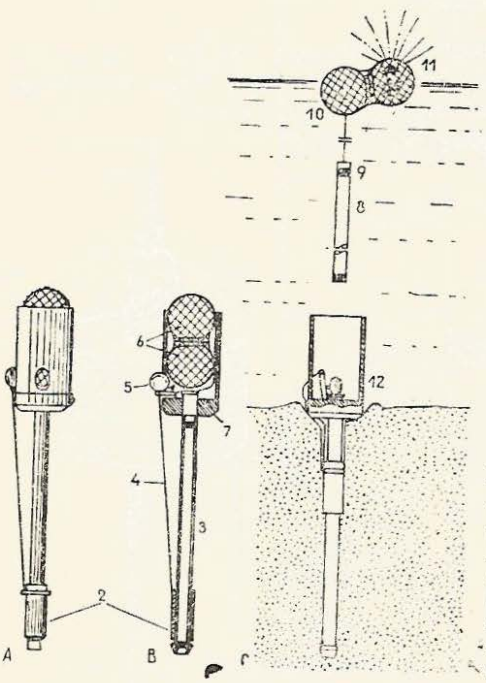


Fig. 14.12. Carotier cu cădere liberă. A — văzut la exterior ; 1 — luminare intermitentă ; B — văzut în secțiune ; 2 — greutate pilot ; 3 — tub cartoier ; 4 — cablu ; 5 — declanșatorul plutirii ; 6 — minge goală de cauciuc ; 7 — balast de fontă ; 8 — tub interior cu proba ; 9 — bandă adezivă ; 10 — sferă goală de sticlă ; 11 — sferă de sticlă cu un dispozitiv electronic de alimentare intermitentă. După D. Ross, 1976.

Ogiva de la capătul inferior al tubului carotier împiedică sedimentul să se scurgă în timpul ridicării. Pot avea atașate termometre speciale pentru măsurarea fluxului termic la nivelul fundului bazinului.

Van Straaten a imaginat un carotier scurt (1—1,8 m) cu diametrul mare, pentru recoltarea probelor cu structură nemodificată, păstrînd chiar și îmbibarea cu apă.

Carotierul cu cădere liberă (fig. 14.12) nu este atașat de navă prin cablu. În căderea liberă, cînd atinge substratul, pătrunde în sediment eliberînd două sfere plutitoare care ridică și proba la suprafață.

14.6. **Prelevarea probelor din substratul dur** — se face prin dragări geologice, electrocarotier — flexoforaj sau foraj geologic.

14.6.1. *Draga geologică* este cilindrică, metalică, robustă, foarte grea, cu margine îngroșată. Cilindrul este protejat de un sac pentru păstrarea probei. Se obțin fragmente de roci prin lovirea de marginea dragei cilindrice.

14.6.2. *Electrocarotierul* este acționat de un motor electric lansat sub apă de scafandri, la 20—30 m adîncime. Funcționarea este telecomandată de la suprafață. Se obțin carote de 1—2 m.

14.6.3. *Flexoforajul* presupune o navă de foraj din care se lansează pe fundul bazinului, o garnitură de prăjini de foraj și o garnitură continuă și flexibilă. Prin garnitura flexibilă se asigură curentul electric și fluidul de foraj. După prelevarea unei carote pentru reintrarea garniturii în gaura de sondă, în momentul primei forări se lansează odată cu garnitura de foraj o „pîlnie de reintrare" (fig. 14.13). Împreună cu coloana de

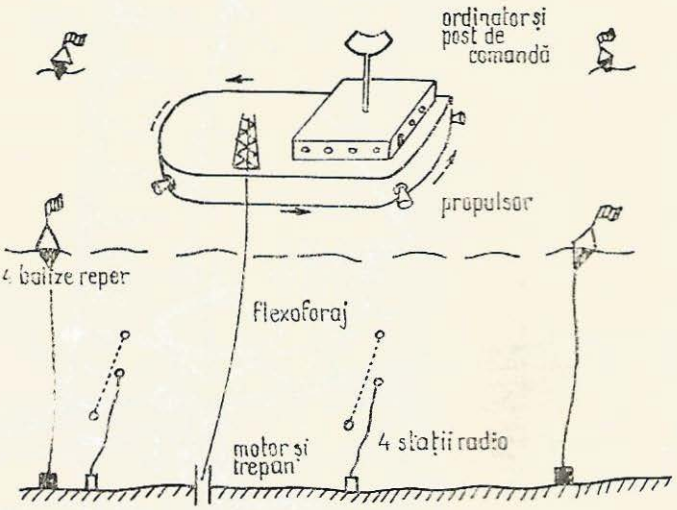


Fig. 14.13. Schema unui foraj marin cu poziționare dinamică. După J. Blanc, 1972.

foraj se coboară în apă un scanner sonor (emițător), fixat pe o parte a prăjinii, care emite semnale (Fig. 14.14). Aceste semnale sînt reflectate spre vas de 3 reflectoare plasate în jurul pîlniei. Informația asupra poziției este transmisă spre vas. Se folosește jetul de apă din coloana de foraj pentru a dirija garnitura deasupra pîlniei de reintrare. Flexoforajul are foarte mare randament (Fig. 14.15).

14.6.4. *Nava de sondaj geologic* sau platforma plutitoare trebuie să suporte materialul de flexoforaj, centrala electrică, carote, loc pentru cercetătos.

Pentru asigurarea punctului fix al navei de foraj se utilizează un detector de derivă, 4 propulsori în cele 4 colțuri ale navei, reglabili în intensitate și direcție, un ordinator care calculează deriva și transmite ordinele de propulsori (fig. 14.14).

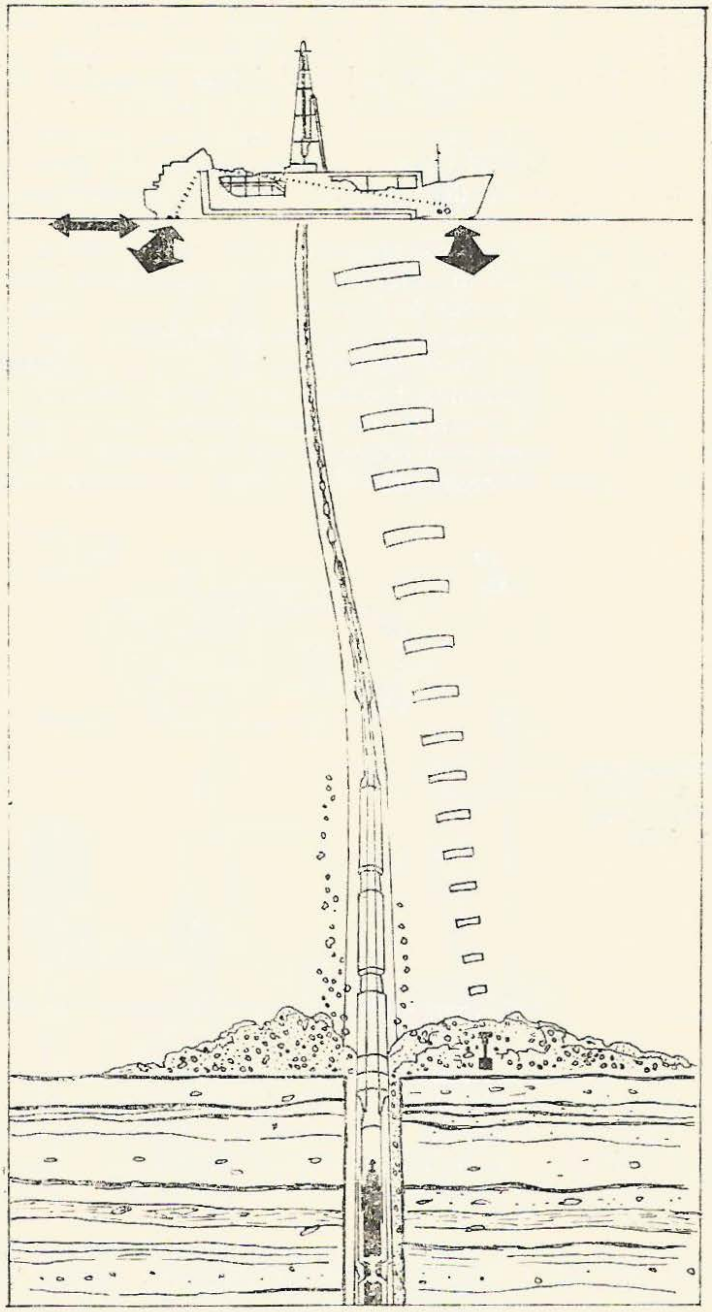


Fig. 14.14. Poziţiunea dinamică în flexocarotier. După D.S.D.P., 1970.

Navele de foraj trebuie să se mențină continuu în centrul zonei de foraj fixată prin 4 balize reper la suprafață și alte 4 balize radio reglabile scufundate în apropierea punctului de foraj (Fig. 14.15). Printr-un tub flexibil este legată nava de substratul unde se va fora și unde pe platformele continentale și lansează un motor și un trepanator. Navele de

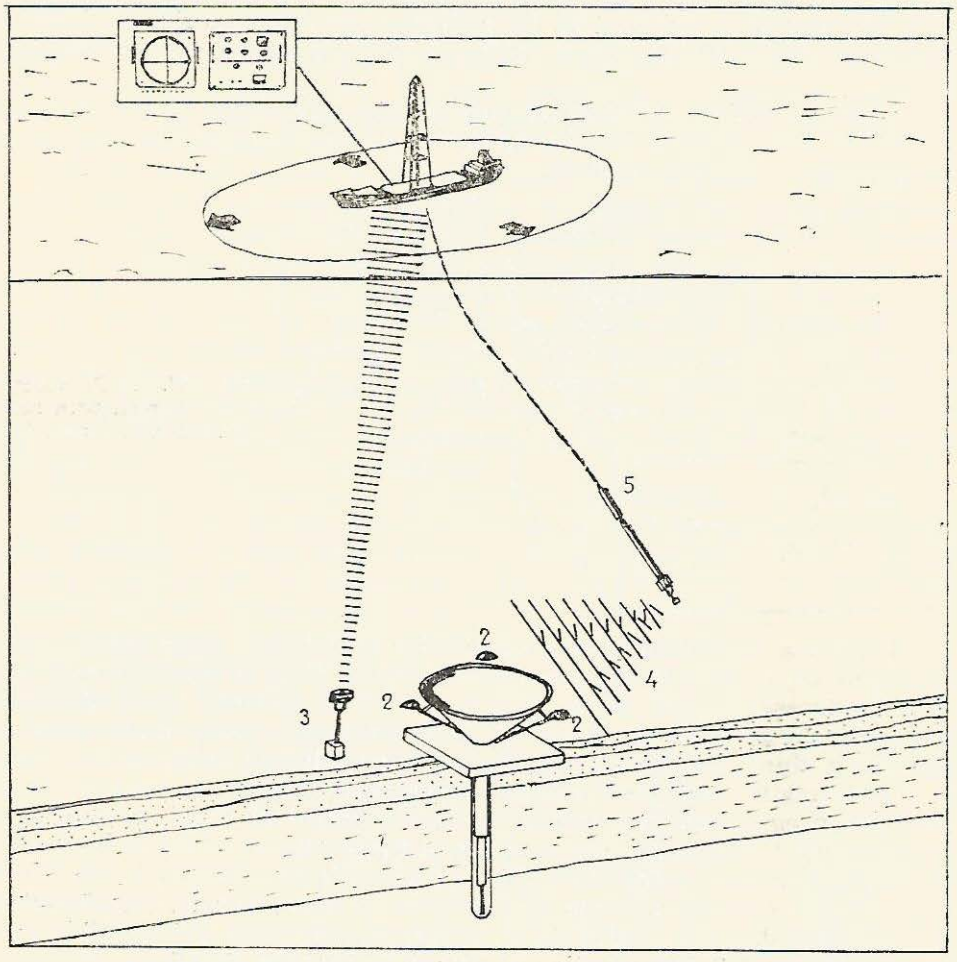


Fig. 14.15. Reluarea forajului marin după prelevarea carotei ; 1 — Pîlnie de reintrare ; 2 — Sonar reflector ; 3 — Baliză sonică pentru poziționea vasului ; 4 — unde transmise și reflectate ; 5 — jet de apă prin coloana de foraj. După **D.S.D.P., 1980**

foraj din ape adînci (Glomer Challenger, Astragel etc.) sau platformele de foraj fixe de pe self precum și platforme semi-submersibile din zonele profunde — poziționate azi în mod frecvent prin sateliți, sînt prevăzute cu înregistratoare și dispozitive de transmitere a rezultatelor.

14.7. **Geofizica marină** uzînd de aparatură de înaltă tehnicitate adaptată mediului marin — a adus contribuții spectaculoase la cunoașterea structurii interne a Pămîntului.

Se aplică aceleași metode ca pe uscat : înregistrări seismice (de refracție și reflexie) gravimetrice, magnetice, termice, radiometrice, fotometrice etc.

14.7.1. *Prospecțiunea seismică* se bazează pe măsurarea timpului necesar pentru ca o undă provocată de o explozie sau o emisie acustică, străbătînd apa, să ajungă sub formă de impulsuri elastice pînă la substrat, apoi pătrunzînd în substrat să fie reflectate de diverse orizonturi reflectatoare cu viteze diferite după litofacies, grad de compactare, vîrsta stratului.

Dispozitivele de înregistrare sînt diferite : de obicei se înregistrează grafic dar mai modernă este înregistrarea pe bandă magnetică. Semnalele înregistrate pot fi apoi studiate.

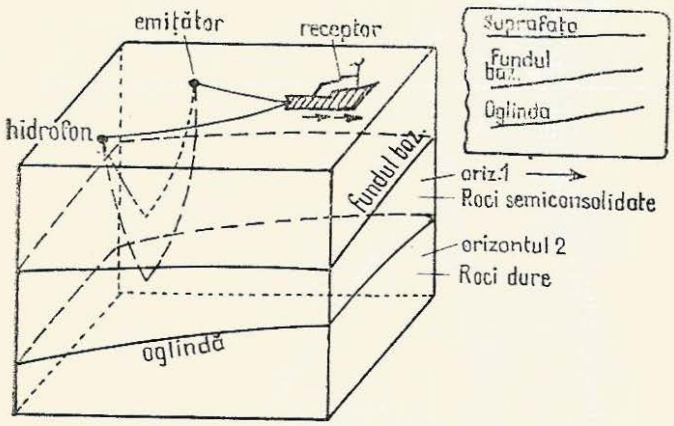


Fig. 14.16. Prospecțiunea seismică prin reflexie. După J. Blanc, 1972.

Pentru a economisi utilizarea navelor se folosesc geamanduri radio, înzestrate cu amplificatoare și emițătoare radio. Cînd se folosește exploziv, el se deplasează la cca. 30 m adîncime față de oglinda apei. Mișcarea, provocată de cartușul de dinamită prin explozie, emite unde care se retransmit după un parcurs subteran, mai mult sau mai puțin lung, la o ambarcație sau geamandură receptoare pentru semnalele acustice : se înregistrează momentul mediu de sosire al undei și unghiului de incidență. Cunoscînd vitezele etalon și timpul tur-retur se deduce adîncimea „oglindizilor" refractoare. Discontinuitățile înregistrate la mai multe stații de înregistrare aliniate sau dispuse în cerc, permit reconstruirea structurii substratului. Reflecția și reflexia seismică dă informații asupra structurii și naturii orizonturilor pe care le străbat (fig. 14.16).

Pînă în 1960 se utiliza în exclusivitate dinamita. Costul ridicat dar mai ales efectul distrugător asupra vieții marine a dus la înlocuirea dinamitei cu surse sonore (echipament Coomer" sau „Parker") ancorate pe geamanduri. Ele emit semnale cu frecvența diferită la intervale de timp regulate — în apropiere de suprafața apei. Receptoarele de pe navă sau hidrofoane remorcate de navă. înregistrează continuu întoarcerea la suprafață de undele. Acest s o n d a j s e i s m i c c o n t i n u u permite întocmirea unei secțiuni neîntrerupte a fundului mărilor sau oceanelor pe traseele parcurse care reprezintă o secțiune-timp. Grosimea stratelor este invers proporțională cu timpul scurs pentru ca sunetul să-l traverseze. La grosimi egale ale stratelor, cele superficiale — puțin sau deloc com-

pacte — apar mai groase decît în realitate sau decît cele consolidate din profunzime. Înclinarea stratelor apare pe seismogramă exagerată.

Profilele seismice ale mărilor și oceanelor au făcut parte din „Programul LAMONT suportat financiar de patru societăți americane : Us Novy Office of Naval Rescharch, Naval Ship Systems Command, National Science Foundation, New York State Science and Technology Foundation. Cu ajutorul lor au fost puse în evidență accidentele tectonice, raportul dintre fundament și învelișul sedimentar, principalele tipuri de structuri sedimentare ale platformelor, pantelor, glacisului și fundurilor oceanice, deformațiile suferite, discontinuitățile, discordanțele, nivelele de eroziune, suprafețele de nivelare, etc.

Pentru zonele polare, a fost adaptată prospecțiunea seismică sub gheață, utilizînd submarine. Exploziile sub gheață dau unde perturbatoare, deosebit de puternice, datorită reflexiilor de la partea inferioară a plăcii de gheață. Pentru atenuarea acestora, se propune (Groodhart Rupert et al. 1976) dispunerea deasupra sursei a unei cupole de plastic avînd orificii pentru ieșirea gazelor care se produc prin explozie. Cupola bulele de gaz, reținute sub ea, absorb și dispersează undele care se propagă spre placa de gheață, ceea ce duce la atenuarea undelor perturbatoare.

Prospecțiunea seismică, cu ambele ei metode de refracție și reflexie are limite de aplicabilitate ; se utilizează pentru învelișul sedimentar de sub apă pe o grosime de cca. 3000 m.

Datele sînt completate cu prospecțiuni gravimetrice, magnetice.

14.7.2. *Prospecțiunea gravimetrică* se bazează pe măsurarea anomaliilor gravimetrice date de substrat și structura sa (anomalia Bouguer). Pentru a atenua erorile foarte mari datorate acțiunii valurilor, gravimetrele se montează în dispozitive care le stabilizează poziția, făcîndu-le independente de mișcarea vasului.

Anomalia Bouguer este pozitivă în cazul acumulărilor de elemente foarte dense și este negativă în cazul acumulărilor mari de material ușor. Pe același profil se măsoară în aer și sub apă anomaliile gravimetrice și se corelează. Se trasează curbele care delimitează nivelele de egală anomalie (izogame) punînd astfel în evidență structuri anticlinale adesea ascunse sub pătura de sedimente superficiale, accidente tectonice profunde, pătrunderi de corpuri magnetice, diapire de sare, etc. (fig. 14.17).

Azi se fac prospecțiuni gravimetrice din satelit, rezultatele corelîndu-se cu cele seismice și cele magnetice.

14.7.3. *Prospecțiunea magnetică* urmărește anomaliile măsurînd cîm-

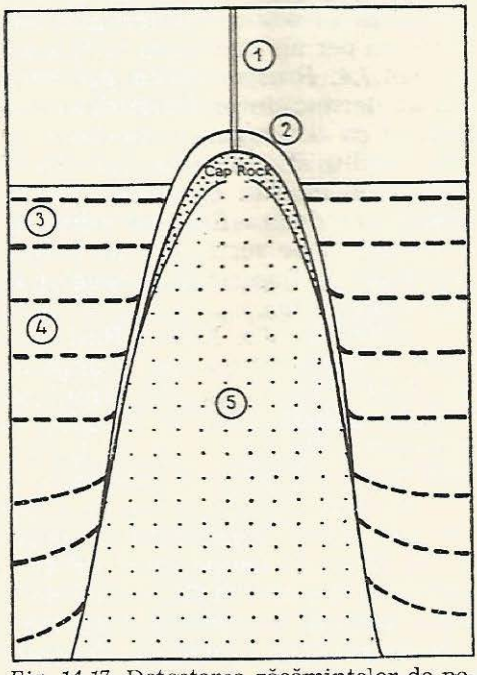


Fig. 14.17. Detectarea zăcămintelor de petrol de tip Cap Rock din cîmpia Sigsbee — golful Mexic. După D.S.D.P., 1970.

pul magnetic al substratului marin, cu magnetometre atașate la navă sau din avion. Rocile magmatice și metamorfice dau anomalii magnetice pozitive importante față de rocile sedimentare. Harta anomaliilor magnetice reflectă natura și structura substratului marin.

Hărțile anomaliilor magnetice ale oceanelor au evidențiat existența unor benzi de anomalii pozitive și negative paralele-simetrice deoparte și de alta a dorsalelor, uneori decalate, în raport cu marile dislocații tectonice. Alternanta de maxime (anomalie pozitivă) și minime (anomalie negativă) provocată de inversiunea periodică a cîmpului magnetic terestru dă aspectul zebrat al flancurilor dorsalelor. În dreptul axei dorsalei, anomalia este de 10 ori mai mare decît pe continent. Fiecare erupție va avea lava de un magnetism nou, corespunzător orientării cîmpului magnetic al momentului de răcire.

Studiul magnetismului „fosil" din lavele de pe uscat și de sub apă — puse în loc în momente diferite din istoria pămîntului — au arătat variația polilor magnetici din Paleozoic pînă azi, și au permis stabilirea sensului deplasării plăcilor continentale unele față de altele.

Paleomagnetismul rocelor sedimentare pune probleme în legătură cu originea magnetismului : dacă este moștenit de la rocele preexistente („magnetism detritic") el reprezintă magnetismul cîmpului magnetic terestru din momentul sedimentării : dacă din combinații chimice-postsedimentare rezultă minerale magnetice acestea modifică valoarea cîmpului magnetic. În zonele în care materialul detritic este antrenat de curenți, particulele magnetice vor fi dispuse paralel cu direcția curentului. Magnetismul remanent va fi deviat în acest sens (proprietate utilizată pentru determinarea direcției curenților la formațiunile vechi).

Corelarea anomaliilor magnetice din forajele de pe fundurile oceanice, au permis stabilirea unei scări magnetostratigrafice.

14.7.4. *Prospecțiunea geotermică* presupune măsurarea gradientului geotermic de pe fundurile oceanice prin carotaje. Un tub carotier înzestrat cu termosonde este lăsat pe fundul oceanului. Față de fluxul termic mediu al oceanelor 1,6—10^{-16} cal/cm^2/sec, apar anomalii locale sau regionale. Pe axa dorsalelor medio oceanice fluxul termic este de 6 ori mai mare decît fluxul mediu al oceanelor. Maxime termice se înregistrează și pe sectoarele de munți tineri submerși. Valorile minime sînt de obicei pe flancurile dorsalelor și pe scuturile precambriene scufundate sub apa mărilor.

Situațiile din Marea Roșie, unde în lungul riftului, la adîncimi de 2000 m temperatura apei ajunge la 56°, demonstrează relația directă dintre fluxul termic și chimismul apelor. Sedimentele cu coloratie foarte vie din această zonă, au cantități excepționale de ioni metalici (Fe—29%, Zn—3,4%, Cu 1,3%, Ag 54 Au 0,5 pp.n.). Originea este hidrotermală legată de fluxul termic foarte mare al acestei zone.

Se poate urmări o zonare a mineralizației corelată cu valoarea fluxului termic : la temperaturile maxime (56°C) se formează preponderent S Pb, SZn : la temperaturi de 44°C, se manifestă răcirea parțială a apelor — se depun SO_4Ca, săruri de Na K Mg, săruri feroase și ferice ; către suprafață, temperatura apelor este aproape normală (34—27°C) salinitatea rămînînd ridicată, favorabilă dezvoltării vieții. Acumulările de sulfuri metalice, de evaporite, de materie organică, demonstrează unul din avantajele economice legate de fluxul termic din domeniul marin.

Lei 30,50